

Aufschlussanalogstudie zur geothermischen Reservoircharakterisierung des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben

Genehmigte Dissertation

am Fachbereich Material- und Geowissenschaften
der Technischen Universität Darmstadt
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DARMSTADT

vorgelegt von

M.Sc. Achim Aretz

geboren am 13. März 1984 in Göttingen

Referent: Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Ingo Sass

Korreferent: Univ.-Prof. Dr. rer. nat. Annette E. Götz

Darmstadt, 2016

D17

Tag der Einreichung: 3. November 2015

Tag der Disputation: 17. Dezember 2015

Vorsitzender der Prüfungskommission: Prof. Dr. Stephan Weinbruch

Referent: Prof. Dr. Ingo Sass

Korreferent: Prof. Dr. Annette E. Götz

Prüfer: Prof. Dr. Andreas Henk

Prüfer: Prof. Dr. Liselotte Schebek

Abstract

Permocarboniferous siliciclastic formations consisting of sand-, silt- and mudstones and conglomerates represent the largest hydrothermal reservoir in the northern Upper Rhine Graben in SW Germany and have so far been investigated in large-scale studies only. Due to the subsidence in this graben structure, the top of the up to 2 km thick Permocarboniferous is located at a depth of 600 m to 2,990 m and is overlain by Tertiary and Quaternary sediments. At this depth, the reservoir temperatures exceed 150 °C, which are sufficient for geothermal electricity generation with binary power plants. To further assess the potential of the geothermal reservoir of the Permocarboniferous, detailed information on its thermophysical and hydraulic properties and knowledge of its geologic structure in the reservoir are essential. Here we present a reservoir characterization of the Permocarboniferous which contained the work packages thermofacies, rock permeabilities and 3D structure model.

In the work package thermofacies an integrated study of outcrop analogues and drill core material in the Saar-Nahe Basin west and the Sprendlinger Horst and Wetterau east of the northern Upper Rhine Graben was conducted. In total 850 outcrop samples and 62 plugs taken from drillings that encountered or intersected the Permocarboniferous at depth between 1,800 m and 2,990 m in the northern Upper Rhine Graben were analysed measuring porosity, permeability, thermal conductivity and thermal diffusivity. Petrographic analysis of 155 thin sections of outcrop samples and samples taken from reservoir depths were conducted to quantify the mineral composition, sorting and rounding of grains and the kind of cementation. Its influence on porosity, permeability, the degree of compaction and illitisation was quantified. Three parameters influencing the reservoir properties of the Permocarboniferous were detected. The strongest and most destructive influence on reservoir quality is related to late diagenetic processes. The formation of pore filling illite, kaolinite and bitumen cement has been related to the presence of hydrocarbonaceous fluids and oil which origin is seen in underlying Carboniferous hydrocarbon source rocks. It is assumed that the migration of these fluids into the lower Permocarboniferous formations (Glan Subgroup) in Permian times led to the dissolution of haematite cements and bleaching of their sandstones. During the Eocene subsidence of the Upper Rhine Graben porosities and permeabilities of these sandstones were strongly reduced to 2.5 % and $3.2 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$. The second important influence on reservoir quality is the distinct depositional environment and its influence on early diagenetic processes. Eolian sandstones taken from outcrops and reservoir depths exhibit the highest porosities (16.4 %; 12.3 %) and permeabilities ($2.0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$; $8.4 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$). The formation of grain covering haematite coatings which typically occur in eolian sandstones of the Kreuznach Formation in the Nahe Subgroup (Upper Permocarboniferous) are interpreted to inhibit cementation, compaction and illitisation of pore space during burial. A third important influence on reservoir quality is seen in the mineral composition and quartz content. Samples taken from the Kreuznach Formation in reservoir depths exhibit the highest quartz content with 73.8 %. The highest thermal conductivities exhibit outcrop samples of the Quirnbach Formation (Lower Glan Subgroup) with $2.78 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ and samples from reservoir depths of the Lauterecken Formation (Lower Glan Subgroup) with $2.92 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. The highest thermal diffusivities exhibit outcrop samples

of the Wadern Formation (Nahe Subgroup) with $1.76 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and samples from reservoir depths of the Nierstein Formation (Upper Nahe Subgroup) with $1.65 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. The measured thermal conductivities and diffusivities were interpreted as function of the pore space and quartz content which correlates with the matrix thermal conductivity in outcrop samples and samples from reservoir depths.

In the work package rock permeabilities the rock permeabilities of 461 pumping tests of wells west and east of the graben were evaluated according to their depth, stratigraphy as well as to the distance to the next fault and its orientation. The rock permeabilities are the highest in the Kreuznach Formation ($6.1 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and reduced in the Kusel beds ($9.0 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) the Lebach beds ($1.9 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and the Tholey beds ($3.5 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) of the Glan Subgroup. In the eastern Saar-Nahe Basin a 3D terrestrial laserscanning of 120 m long and 20 m high outcrop was conducted to gain information of the orientations, lengths and density of its fractures. They were used as input parameters for a Discrete Fracture Model to calculate the fracture permeability of the outcrop.

In the work package 3D structure a 5 km³ large seismic model of the western part of the northern Upper Rhine Graben was used. It was conducted by the Überlandwerk Groß-Gerau GmbH as an exploration method for the exploitation of the hydrothermal resources of the Permocarboniferous which will be used by a geothermal power plant in Groß-Gerau. The model was used to model the main faults and depths of the main stratigraphic horizons of the Permocarboniferous to calculate their thicknesses and reservoir temperatures. The Kreuznach Formation is part of the horizon "Top_Rotliegend" with a thickness up to 600 m. Its top is located at a maximal depth of 2,700 m and reservoir temperatures range between 141 °C and 163 °C. The upper Donnersberg and Wadern formations (Nahe Subgroup) are part of the horizon "Top_Donnersberg" with a thickness of 270 m to 370 m. Its top is located in a maximal depth of 3,320 m and reservoir temperatures range between 163 °C and 175 °C.

Hence, the Kreuznach, Wadern and upper Donnersberg formations at the western graben boundary should be the main target of a hydrothermal exploitation. The results of this study lead to a better understanding of the geothermal resources of the Permocarboniferous in the Upper Rhine Graben, enable an appropriate well design for their exploration and exploitation and reduce the exploration risk of geothermal power plants.

Zusammenfassung

Die siliziklastischen Formationen des Permokarbons, die aus Sand-, Silt-, Tonsteinen und Konglomeraten bestehen, weisen das größte hydrothermale Potenzial im nördlichen Oberrheingraben in Südwest-Deutschland auf und wurden bislang nur in großräumigen Studien untersucht. Das Permokarbon, dessen Oberkante dort in einer mittleren Teufe zwischen 600 m und 2.990 m liegt und Temperaturen 150 °C überschreiten, kommt für eine hydrothermale Stromerzeugung in Betracht. Um ein genaueres Verständnis des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons zu erhalten, sind thermophysikalische und hydraulische Kennwerte sowie Kenntnisse über dessen strukturellen Aufbau im Reservoir unverzichtbar. In dieser Arbeit wurde eine Reservoircharakterisierung des Permokarbons durchgeführt, die die Arbeitspakete Thermofazies, Gebirgsdurchlässigkeiten und 3D-Strukturmodell beinhaltet.

Im Arbeitspaket Thermofazies wurde eine Aufschlussanalogstudie im Saar-Nahe-Becken westlich und im Sprendlinger Horst und Wetterau östlich des nördlichen Oberrheingrabens durchgeführt. An 850 Aufschlussproben und 62 Proben aus Bohrungen, die das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben in Tiefen zwischen 1.800 m und 2.990 m angetroffen oder durchteuft haben, wurden die Porosität, Permeabilität, Wärme- und Temperaturleitfähigkeit gemessen. Petrographische Untersuchungen wurden an 155 Dünnschliffen, die aus Proben aus Aufschlüssen und Reservoirtiefe erstellt wurden, zur Bestimmung des Modalbestandes, der Sortierung und Rundung der Körner und Zementationsart durchgeführt und dessen Einfluss auf die Porositäts-Permeabilitätsbeziehung, den Kompaktionsgrad und Illitgehalt untersucht. Es wurden drei Einflussparameter für die Charakterisierung von geothermischen Matrixeigenschaften des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben definiert. Der stärkste und vernichtendste Einfluss auf die Reservoirqualität wird in spätdiagenetischen Prozessen gesehen. Die Bildung porenfüllenden illitischen, kaolinitischen und Bitumenzements wird auf die Präsenz kohlenwasserstoffhaltiger Fluide und Öl im Porenwasser zurückgeführt, deren Entstehung in unterliegenden karbonischen Erdölmuttersteinen gesehen wird. Es wird angenommen, dass die Migration dieser kohlenwasserstoffhaltigen Fluide im Perm zur Lösung von hämatitischem Zement in den unteren Formationen des Permokarbons (Glan-Subgruppe) führte. Während der Subsidenz des Oberrheingrabens im Eozän wurden die Porositäten und Permeabilitäten von Sandsteinen aus diesen Formationen auf bis zu 2,5 % und $3,2 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ reduziert. Der zweitwichtigste Einfluss auf die Reservoirqualität wird in den Ablagerungsbedingungen und ihrem Einfluss auf frühdiagenetische Prozesse gesehen. Äolische Sandsteine von Aufschlüssen und aus Reservoirtiefe weisen die höchsten Porositäten (16,4 %; 12,3 %) und Permeabilitäten ($2,0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$; $8,4 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$) auf. Die Bildung von hämatitreichen Kutanen auf Kornoberflächen, die hauptsächlich in äolischen Sandsteinen der Kreuznach-Formation in der Nahe-Subgruppe (Oberes Permokarbon) vorkommen, werden als Schutz gegen die Präzipitierung von Zement, Kompaktion und Illitisierung während der Versenkung interpretiert. Der dritte wichtige Einflussparameter auf die Reservoirqualität ist der Quarzgehalt, der aus Proben der Kreuznach-Formation im Reservoir mit 73,8 % am höchsten ist. Die höchsten Wärmeleitfähigkeiten weisen

Aufschlussproben der Quirnbach-Formation (Untere Glan-Subgruppe) mit $2,78 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und Proben aus Reservoirtiefe der Lauterecken-Formation (Untere Glan-Subgruppe) mit $2,92 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ auf. Die höchsten Temperaturleitfähigkeiten weisen Aufschlussproben der Wadern-Formation (Nahe-Subgruppe) mit $1,76 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und Proben aus Reservoirtiefe der Nierstein-Formation (Obere Nahe-Subgruppe) mit $1,65 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf. Die Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten wurden als Funktion des Porenraums und Quarzgehalts interpretiert, der in den Aufschlussproben und Proben aus Reservoirtiefe mit der Matrixwärmeleitfähigkeit korreliert.

Im Arbeitspaket Gebirgsdurchlässigkeiten wurden Gebirgsdurchlässigkeiten von 461 Pumpversuchsdaten von westlich und östlich des Oberrheingrabens liegenden und im Mittel 100 m bis 200 m tiefen Bohrungen ermittelt und nach Tiefe, Stratigraphie, Distanz zur nächsten Störung und deren Orientierung ausgewertet. Die Gebirgsdurchlässigkeiten sind in der Kreuznach-Formation ($6,1 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) am höchsten und in den Kusel-Schichten ($9,0 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), Lebach-Schichten ($1,9 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) und Tholey-Schichten ($3,5 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) der Glan-Subgruppe reduziert. Außerdem wurde ein etwa 120 m langer und bis zu 20 m hoher Sandsteinaufschluss des Permokarbons im östlichen Saar-Nahe-Becken abgescannt, um aus dessen dreidimensionaler Visualisierung Informationen über Kluftorientierungen-, längen- und dichten zu erhalten, die zusammen mit der Kluftöffnungsweite als Eingabeparameter für ein Discrete Fracture Network (DFN)-Modell genutzt wurden, um darin die Kluftpermeabilität im Aufschluss zu bestimmen.

Im Arbeitspaket 3D-Strukturmodell wurde ein 5 km^3 großes 3D-Seismikmodell vom westlichen Teil des nördlichen Oberrheingraben genutzt. Es wurde von der Überlandwerk Groß-Gerau GmbH als Explorationsmethode für die Erschließung der hydrothermalen Ressourcen des Permokarbons erstellt, die von einem in Bau befindlichen Geothermiekraftwerk in Groß-Gerau genutzt werden sollen. In dem Modell wurden die wichtigsten Störungen und Teufenlagen der stratigraphischen Horizonte des Permokarbons modelliert und deren Mächtigkeiten und Reservoirtemperaturen berechnet. Die Kreuznach-Formation liegt innerhalb des Horizonts „Top_Rotliegend“, der etwa 600 m mächtig ist, dessen Oberkante in einer maximalen Tiefe von 2.770 m liegt und in dem die berechneten Reservoirtemperaturen 141°C bis 163°C betragen. Die obere Donnersberg- und Wadern-Formation (Nahe-Subgruppe) liegen innerhalb des Horizonts „Top_Donnersberg“, der bis zu 370 m mächtig ist, dessen Oberkante in einer maximalen Tiefe von 3.320 m liegt und in dem die berechneten Reservoirtemperaturen 163°C bis 175°C betragen.

Daher sollten die Kreuznach-, Wadern- und obere Donnersberg-Formation am westlichen Grabenrand das Hauptziel einer geothermischen Erschließung sein. Die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse führen zu einem besseren Verständnis des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben und reduzieren das Fündigkeitsrisiko geothermischer Kraftwerke.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand zwischen Juli 2011 und November 2015 am Fachgebiet für Angewandte Geothermie am Institut für Angewandte Geowissenschaften an der Technischen Universität Darmstadt im Rahmen des Forschungsprojekts „Charakterisierung des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons in Hessen und Rheinland-Pfalz“. Für die Förderung und Finanzierung des Forschungsprojekts mit dem Förderkennzeichen 0325286 danke ich dem Bundesministerium für Wirtschaft und Energie (BMWi).

Für die Betreuung möchte Prof. Dr. Ingo Sass danken, der mich in zahlreichen Diskussionen mit wichtigen Ratschlägen und Antworten unterstützt hat und mir gleichzeitig Freiraum für die Entwicklung und Bearbeitung eigener Ansätze überließ.

Mein Dank gilt Herrn Dr. Kristian Bär, der mir den Einstieg in die Thematik dank einer großartigen Betreuung erleichterte, und mich auch später mit guten Ratschlägen und Hinweisen unterstützte.

Prof. Dr. Annette Götz danke ich für die Übernahme des Korreferats sowie für die konstruktive Begleitung und Unterstützung.

Mein Dank gilt der Überlandwerke Groß-Gerau GmbH, und insbesondere Herrn Florian Spath, für die Kooperationsvereinbarung zur Nutzung eines 5 km³ großen 3D-Seismikmodells im Raum Groß-Gerau.

Dem Wirtschaftsverband Erdöl- und Erdgasgewinnung e.V. (WEG) danke ich für die Kooperationsvereinbarung zur Datenaquise. Ich danke Herrn Grundmeier für die Erlaubnis zur Dateneinsicht (z.B. hydraulischer Testdaten) beim Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie in Hannover, dem Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau in Freiburg und der EMPG in Hannover sowie der Wintershall, Erdölwerke in Barnstorf.

ExxonMobil danke ich für den Zugang zu seinen Archiven von Bohrkernen. Mein Dank gilt Herrn Dr. Achilles für die Erlaubnis zur Probenahme an Bohrkernen von sechs Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben und Herr Guenther für die Ausleihe von Dünnschliffen. Ich danke der Wintershall Holding GmbH für den Zugang zur Einsichtnahme von Bohrkernendaten von im Saar-Nahe-Becken abgeteufte Bohrungen.

Mein Dank gilt dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie und insbesondere (alphabetisch) Herrn Dr. Johann-Gerhard Fritsche, Herr Dr. Heiner Heggemann und Herrn Dr. Matthias Kracht für die Bereitstellung von 305 Pumpversuchsdaten. Dem HLUG-Bohrkernlager Hünstetten-Limbach und insbesondere Herrn Hees danke ich dafür, dass ich eine Beprobung von Bohrkernen von im Sprendlinger Horst, in der Wetterau und östlich davon liegenden Bohrungen durchführen durfte. Dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz danke ich für die Bereitstellung von 156 Pumpversuchsdaten.

Mein Dank gilt dem Senckenberg Forschungsinstitut und der Forschungsstation Grube Messel für die Nutzung von Daten zu den Bohrungen Messel GA 1 und GA 2.

Mein Dank gilt den Kreuznacher Stadtwerken, und insbesondere Herrn Helmut Lauff für die Erlaubnis, einen Pumpversuch an der Grundwasserstelle 11 in Bretzenheim durchführen und einen Bohrkern einer 70 m tiefen Bohrung im Saar-Nahe-Becken beproben zu dürfen. Herrn Klaus Räder danke ich für die Erlaubnis, einen Pumpversuch auf seinem Grundstück durchzuführen.

Mein Dank gilt dem Institut für Steinkonservierung e.V. für die Bereitstellung einer Liste von Aufschlüssen und Steinbrüchen im Saar-Nahe-Becken.

Die Bearbeitung des Forschungsprojekts erforderte umfangreiche Arbeiten im Labor, im Gelände, in der EDV und der Administration. Dafür möchte folgenden Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern sowie Studierenden danken, die als wissenschaftliche Hilfskraft, Bachelor-, Master- oder Diplomstudent zum Erfolg der Arbeit beigetragen haben (alphabetisch): Ines Betten, Swarup Chauhan, Deniz Cicek, Christoph Drefke, Yixi Gu, Kenji Hatsukano, Claus-Dieter Heldmann, Jan Hesse, Hellmuth Hoffmann, Ulrike Klaeske, Simone Roß-Krichbaum, Marie-Luise Mayer, Alexey Philipp, Robert Prieps, Stefan Rautenberg, Dr. Wolfram Rühaak, Johanna Rütter, Rainer Seehaus, Rafael Schäffer, Thomas Schmitz, Gabriela Schubert, Ulrike Simons, Julian Weis, Basti Welsch

Ein besonderer Dank gilt meinen Eltern, Geschwistern, Freunden, meiner Tante Rosemarie von Oertzen und Olena, die durch ihre Unterstützung einen wesentlichen Teil zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Erklärung

Hiermit versichere ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Stellen, die sinngemäß aus anderen Schriften entnommen sind, sind als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit ist in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Prüfungsarbeit eingereicht worden.

Darmstadt, den 3. November 2015



Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	1
1.1	Motivation.....	1
1.2	Vorgehensweise und Ziele	4
1.2.1	Arbeitspaket Thermofazies.....	4
1.2.2	Arbeitspaket Gebirgsdurchlässigkeiten	6
1.2.3	Arbeitspaket 3D-Strukturmodell.....	7
1.3	Einführung in die Geothermie.....	8
1.3.1	Ursprung und Transport der Erdwärme	8
1.3.2	Klassifikationen goethermischer Systeme	9
1.3.3	Wirtschaftlichkeit und politische Förderung	15
2	Geologie	16
2.1	Variszische Orogenese	16
2.2	Paläogeographie des Permokarbons	18
2.3	Saar-Nahe-Becken.....	19
2.3.1	Prä-Riftphase	19
2.3.2	Vorvulkanische Syn-Riftphase.....	19
2.3.3	Vulkanische Syn-Riftphase.....	23
2.3.1	Post-Riftphase.....	24
2.4	Sprendlinger Horst	26
2.5	Wetterau	27
2.5.1	Lindheim-Schichten.....	27
2.5.2	Altenstadt-, Düdelsheim- und Schöneck-Schichten	27
2.5.3	Bleichenbach- Schichten und Rodenbach-Schichten	27
2.6	Bad Vilbel.....	28
2.7	Hofheimer Scholle	28
2.8	Wittlicher Senke	28
2.9	Tektonik im Saar-Nahe-Becken.....	29

2.9.1	Einfluss von Störungen auf die Fazies im Saar-Nahe-Becken.....	33
2.10	Erosion im Saar-Nahe-Becken.....	34
2.11	Bildung des Oberrheingrabens.....	35
3	Material und Methoden	37
3.1	Gesteinsmatrixeigenschaften	37
3.1.1	Geländearbeiten im Aufschluss und Probenahme.....	37
3.1.2	Thermophysikalische Gesteinsparameter.....	48
3.1.3	Hydraulische Gesteinseigenschaften	51
3.1.4	Petrographische Untersuchungen	59
3.1.5	Auswertungsmethodik thermophysikalischer und petrographischer Kennwerte	60
3.2	Hydraulische Gebirgseigenschaften.....	61
3.2.1	Auswertung von Pumpversuchsdaten	61
3.2.2	Bestimmung von hydrogeologischen Kennwerten	62
3.2.3	Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes.....	63
3.3	3D-Laserscanning eines Sandsteinaufschlusses im östlichen Saar-Nahe-Becken.....	69
3.3.1	Vorarbeiten im Aufschluss.....	70
3.3.2	Aufschlussaufnahme mit dem Laserscanner	71
3.3.3	Verarbeitung der Scandaten.....	72
3.3.4	Trennflächengenerierung und -orientierung.....	75
3.3.5	Kluftlänge	78
3.3.6	Kluftdichte	79
3.3.7	Discrete Fracture Network (DFN)-Modellierung.....	80
4	Ergebnisse.....	85
4.1	Ablagerungsbedingungen und Sandsteinpetrographie	85
4.2	Thermophysikalische Kennwerte.....	88
4.2.1	Einfluss des Ablagerungsmilieus.....	88
4.2.2	Einfluss der Diskriminierungsfelder im QFL-Diagramm	90
4.2.3	Einfluss des Ablagerungsmilieus auf QFL-Verhältnisse.....	93
4.2.4	Einfluss der Korngröße.....	94

4.2.5	Einfluss der Stratigraphie	97
4.2.6	Thermophysikalische Eigenschaften von in Ost- und Nordost-Hessen beprobten Bohrkernen.....	104
4.2.7	Petrographische Eigenschaften von in Nordost- und Ost-Hessen beprobten Bohrkernen	105
4.2.8	Berechnung der Matrix- und wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit.....	106
4.3	Tiefenbeziehung hydraulischer Matrixkennwerte gegliedert nach Ablagerungsmilieus	108
4.3.1	Fluvatile Sandsteine	108
4.3.2	Alluviale Sandsteine	110
4.3.3	Äolische Sandsteine.....	112
4.3.4	Lakustrine und Playa-Sandsteine	114
4.4	Diagenese	116
4.4.1	Klassifikation von Sandsteinen nach ihrer Zementationsart.....	116
4.4.2	Einfluss der Zementationsart und des Ablagerungstyps auf Porositäts-Permeabilitätsbeziehung.....	118
4.4.3	Einfluss der Zementationsart und des Ablagerungstyps auf den Kompaktionsgrad	121
4.4.4	Einfluss der Zementationsart und des Ablagerungstyps auf den Illitgehalt im Porenraum	124
4.4.5	Zementationsarten gegliedert nach Ablagerungsmilieus	126
4.4.6	Zementationsarten von Aufschluss- und Reservoirproben gegliedert nach stratigraphischen Einheiten	126
4.5	Provenanzanalyse.....	128
4.5.1	Definition von Liefergesteinskombinationen von Aufschluss- und Reservoirproben	128
4.5.2	Thermophysikalische Kennwerte von Liefergesteinskombinationen	130
4.5.3	Liefergebietskarte.....	131
4.6	Gebirgsdurchlässigkeiten	133
4.6.1	Einfluss der Region	133
4.6.2	Einfluss von Störungen auf K_f -Werte	135

4.6.3	Einfluss der Teufe auf k_f -Werte	141
4.6.4	Pumpversuch in Bretzheim.....	144
4.7	DFN-Modellierung aus den Laserscandaten	148
4.7.1	Orientierungen der aufgenommenen Klüfte.....	148
4.7.2	Kluftdichte	150
4.7.3	Kluftlänge	151
4.7.4	Apertur	152
4.7.5	Erstellung eines DFN-Modells mit Move3D	152
4.8	3D-Strukturmodell	156
5	Diskussion.....	160
6	Schlussfolgerungen	173
6.1	Thermofazies	173
6.2	Gebirgsdurchlässigkeiten	174
6.3.	3D-Strukturmodell	175
6.4.	Potenzialausweisung	175
7	Ausblick	176
	Literatur	177
	Anhänge	
	A1 – Thermofazies	
	A2 – Gebirgsdurchlässigkeiten	
	A3 – Laserscanning	

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Gebiete potenziell erschließbarer hydrothermaler Potenziale zur Stromerzeugung	1
Abbildung 2: Geologische Übersichtskarte.	2
Abbildung 3: W-O-Profileschnitt durch den nördlichen Oberrheingraben.	3
Abbildung 4: Permeabilitäten eines hydrothermalen und petrothermalen Systems	9
Abbildung 5: Erschließung eines hydrothermalen und petrothermalen Systems	11
Abbildung 6: Blockbild einer hydrothermalen Dublette	12
Abbildung 7: Funktion einer ORC-Kraftwerksanlage	13
Abbildung 8: Blockbild einer petrothermalen Triplette	14
Abbildung 9: Geologische Karte des variszischen Orogens in Mitteleuropa	17
Abbildung 10: Paläogeographische Karte des Permokarbons	18
Abbildung 11: Aufsicht auf die Ausdehnung der Ablagerungsräume des Permokarbons	21
Abbildung 12: Schematische stratigraphische und fazielle Gliederung des Permokarbons	22
Abbildung 13: Korrelation der lithostratigraphischen Einheiten des Permokarbons	25
Abbildung 14: Geologisch-tektonische Karte des Saar-Nahe-Beckens	30
Abbildung 15: Interpretation der tiefenseismischen Profile DEKORP 1C und 9N.	32
Abbildung 16: SW-NE-Profileschnitt des pyroklastischen Markers RT1	33
Abbildung 17: SW-NE-Profileschnitt der Kusel-Schichten im Saar-Nahe-Becken	34
Abbildung 18: Zugversagen-Modell als Erklärung zur Bildung des Oberrheingrabens	35
Abbildung 19: Lage der beprobten Aufschlüsse und Bohrungen sowie der Bohrungen	37
Abbildung 20: Aufschlussfotos der Kreuznach-Formation im Saar-Nahe-Becken	39
Abbildung 21: Aufschlussfotos der Nahe-Subgruppe	40
Abbildung 22: Aufschlussfotos der Tholey-Schichten	41
Abbildung 23: Aufschlussfotos der Lebach-Schichten	42
Abbildung 24: Aufschlussfotos der Glan-Subgruppe	43
Abbildung 25: Aufschlussfotos der Kusel-Schichten	44
Abbildung 26: Aufschlussfotos im Spremlinger Horst und der Wetterau	45
Abbildung 27: Stratigraphische Korrelation von Bohrungen im nördlichen Oberrheingraben	46
Abbildung 28: Probenaufbereitung.	47
Abbildung 29: Aufbau des Thermoscanners.	49
Abbildung 30: Funktionsweise des Thermoscanners	51
Abbildung 31: Funktionsweise des Gasverdrängungspyknometers AkkoPyc 1330	53
Abbildung 32: Funktionsweise des Pulverpyknometers Geopyc 1360)	54
Abbildung 33: Apparatur und schematischer Aufbau des Säulenpermeameters.	57
Abbildung 34: Klinkenberg-Plot zur Bestimmung der intrinsischen Permeabilität	58
Abbildung 35: Lage der Bohrungen mit Pumpversuchsdaten	61
Abbildung 36: Methodenvergleich zur Bestimmung von Durchlässigkeitsbeiwerten.	64
Abbildung 37: Lage der Grundwassermessstellen 1, 2, 3 und 11	66
Abbildung 38: Profil der Grundwassermessstelle 11	67
Abbildung 39: Foto des abgescannten etwa 120 m langen Aufschlusses	69
Abbildung 40: Porositionierung des Faro Focus ^{3D} -Scanners vor dem Aufschluss	71
Abbildung 41: Aus 16 Einzelscans zusammengefügte Punktwolke des ersten Scansegments	72
Abbildung 42: Illustration zur Generierung von grünen und blauen Patches	74
Abbildung 43: Zusammenhang zwischen Netzdichte, Patchgröße und Trennflächenanzahl	74
Abbildung 44: Punktwolke in Faro Scene 1, Netz und Patches einer Region in Split-FX	75
Abbildung 45: Scanelement in Split FX mit Darstellung der Trennflächen im Stereoplot	76
Abbildung 46: Polpunkte im Stereoplot nach Durchführung der Cluster-Analyse	77
Abbildung 47: P _{ij} -Schema zum Zusammenhang verschiedener Dimensionen von Klüftigkeitswesen .	79
Abbildung 48: Aufschluss- und Dünnschliffphotos verschiedener Ablagerungstypen	86
Abbildung 49: QFL-Diagramm von Aufschluss- und Reservoirproben	87
Abbildung 50: Petrophysikalische Kennwerte von in Aufschlüssen beprobten Ablagerungstypen	88
Abbildung 51: Petrophysikalische Kennwerte von im Reservoir beprobten Ablagerungstypen	89

Abbildung 52: Petrophysikalische Kennwerte von Aufschlussproben gegliedert nach QFL-Feldern ...	91
Abbildung 53: Petrophysikalische Kennwerte von Reservoirproben gegliedert nach QFL-Feldern.....	92
Abbildung 54: Petrophysikalische Kennwerte von Aufschlussproben gegliedert nach Korngröße.....	95
Abbildung 55: Petrophysikalische Kennwerte von Reservoirproben gegliedert nach Korngröße.....	96
Abbildung 56: Porositäten und Permeabilitäten von Aufschlussproben gegliedert nach Stratigraphie	97
Abbildung 57: Tiefenprofile der petrophysikalischen Kennwerte der Kreuznach-Formation	98
Abbildung 58: Tiefenprofile der petrophysikalischen Kennwerte der Messel-GA1-Bohrung	99
Abbildung 59: Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten von Aufschlussproben, nach Stratigraphie	100
Abbildung 60: Modalbestand von Aufschlussproben gegliedert nach Stratigraphie	101
Abbildung 61: Porositäten und Permeabilitäten von Reservoirproben gegliedert nach Stratigraphie.	102
Abbildung 62: Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten von Reservoirproben, nach Stratigraphie.....	103
Abbildung 63: Modalbestand von Reservoirproben gegliedert nach Stratigraphie	103
Abbildung 64: Petrophysikalische Kennwerte aus Ost-, Nordhessen und Mitteldt. Kristallinschwelle.	104
Abbildung 65: QFL-Diagramm von Proben aus Ost-, Nordhessen und Mitteldt. Kristallinschwelle..	105
Abbildung 66: Wärmeleitfähigkeits-Quarz-Diagramm, Saar-Nahe-Becken, Reservoir	106
Abbildung 67: Wärmeleitfähigkeits-Quarz-Diagramm, Sprendlinger Horst, Wetterau	107
Abbildung 68: Porositäts-Teufen-Diagramm von fluviatilen Sandsteinen	108
Abbildung 69: Permeabilitäts-Teufen-Diagramm von fluviatilen Sandsteinen	109
Abbildung 70: Porositäts-Teufen-Diagramm von alluvialen Sandsteinen	110
Abbildung 71: Permeabilitäts-Teufen-Diagramm von alluvialen Sandsteinen.	111
Abbildung 72: Porositäts-Teufen-Diagramm von äolischen Sandsteinen	112
Abbildung 73: Permeabilitäts-Teufen-Diagramm von äolischen Sandsteinen.	113
Abbildung 74: Porositäts-Teufen-Diagramm von lakustrinen und Playa Sandsteinen.....	114
Abbildung 75: Permeabilitäts-Teufen-Diagramm von lakustrinen und Playa-Sandsteinen.	115
Abbildung 76: Dünnschliffphotos von verschiedenen Zementationsarten	117
Abbildung 77: Porositäts-Permeabilitätsbeziehung von Aufschlussproben, nach Zementationsart ...	118
Abbildung 78: Porositäts-Permeabilitätsbeziehung von Reservoirproben, nach Zementationsart	120
Abbildung 79: Kompaktionsdiagramm von Aufschluss- und Reservoirproben	123
Abbildung 80: Feldspat-Illit-Diagramm von Aufschlussproben.....	124
Abbildung 81: Feldspat-Illit-Verhältnis von Reservoirproben	125
Abbildung 82: Nach Ablagerungstypen gegliederte Zementationsarten	126
Abbildung 83: Zementationsarten von Aufschluss- und Reservoirproben, nach Stratigraphie.....	127
Abbildung 84: Zementationsarten von Proben aus Ost-, Nordhessen und Mitteldt. Kristallinschwelle	127
Abbildung 85: Petrophysikalische Kennwerte von Liefergesteinskombinationen, Aufschlussproben	130
Abbildung 86: Petrophysikalische Kennwerte von Liefergesteinskombinationen, Reservoirproben. .	131
Abbildung 87: Liefergebietskarte	132
Abbildung 88: K_f -Werte unterteilt nach Regionen in Hessen	133
Abbildung 89: K_f -Werte unterteilt nach Regionen in Rheinland-Pfalz	134
Abbildung 90: K_f -Werte unterteilt nach Regionen in Hessen und Rheinland-Pfalz.....	134
Abbildung 91: K_f -Werte stratigraphischer Einheiten im Saar-Nahe-Becken	135
Abbildung 92: K_f -Werte in Hessen gegliedert nach Entfernung zur nächsten Störung.....	135
Abbildung 93: K_f -Werte im Saar-Nahe-Becken gegliedert nach Entfernung zur nächsten Störung ...	136
Abbildung 94: K_f -Werte der Glan-Sungruppe gegliedert nach Entfernung zur nächsten Störung	137
Abbildung 95: K_f -Werte der Nahe-Sungruppe gegliedert nach Entfernung zur nächsten Störung.	137
Abbildung 96: K_f -Werte von hessischen Bohrungen, deren nächste Störung variszisch streicht.....	138
Abbildung 97: K_f -Werte von hessischen Bohrungen, deren nächste Störung rheinisch streicht	138
Abbildung 98: K_f -Werte von rheinlandpf. Bohrungen, deren nächste Störung variszisch streicht	139
Abbildung 99: K_f -Werte von rheinlandpf. Bohrungen, deren nächste Störung rheinisch streicht	139
Abbildung 100: K_f -Werte aus Hessen gegliedert nach Orientierung der nächsten Störung	140
Abbildung 101: K_f -Werte aus Rheinland-Pfalz gegliedert nach Orientierung der nächsten Störung..	140
Abbildung 102: K_f -Teufen-Diagramm von hessischen und rheinland-pfälzischen Bohrungen.....	141
Abbildung 103: K_f -Teufen-Diagramm gegliedert nach hessischen Regionen.....	142
Abbildung 104: K_f -Teufen-Diagramm gegliedert nach rheinland-pfälzischen Regionen.....	143

Abbildung 105: K _r -Teufen-Diagramm gegliedert nach stratigraph. Einheiten der Glan-Subgruppe ...	143
Abbildung 106: K _r - Teufen-Diagramm gegliedert nach stratigraph. Einheiten der Nahe-Subgruppe .	144
Abbildung 107: Pumpversuchsdiagramm des ersten mehrstufigen Pumpversuchs.....	144
Abbildung 108: Von Unterbrechungen bereinigtes Pumpversuchsdiagramm	145
Abbildung 109: Zeit-Absenkungsdiagramm des zweiten Pumpversuchs	146
Abbildung 110: Stereoplots der Scansegmente 1, 2, 3 und 4.....	148
Abbildung 111: Stereoplots der Aufschlussegmente 1, 2, 3, 4, 7, 8, und 9	149
Abbildung 112: In Split FX ermittelte Kluftlängen der vier Hauptklufttrichtungen.....	151
Abbildung 113: Stereoplots und im DFN modellierte Kluftflächen einzelner Trennflächenschare.....	153
Abbildung 114: Auf das gesamte Modellvolumen angewendete DFN-Modell	154
Abbildung 115: Permeabilitätsberechnung im DFN-Modell	155
Abbildung 116: 3D-Strukturmodell des Horizonts „Top_Basement“	156
Abbildung 117: 3D-Strukturmodell des Horizonts „Top_Karbon“	157
Abbildung 118: 3D-Strukturmodell des Horizonts „Top_Basisvulkanit“	157
Abbildung 119: 3D-Strukturmodell des Horizonts „Top_Donnnersberg“	158
Abbildung 120: 3D-Strukturmodell des Horizonts „Top_Rotliegend“	158
Abbildung 121: Absenkungsdiagramm des Permokarbons für den nördlichen Oberrheingraben	165

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Eingangsdaten ins DFN-Modell.....	82
Tabelle 2: QFL-Gehalte von in Aufschlüssen beprobten Ablagerungstypen	93
Tabelle 3: QFL-Gehalte von im Reservoir beprobten Ablagerungstypen	94
Tabelle 4: IGV von Ablagerungstypen und Zementationsarten	122
Tabelle 5: Liefergesteinskombinationen von Aufschluss- und Reservoiprobe.....	129
Tabelle 6: Mit Aqtesolv berechnete hydraulische Kennwerte des Stufentests	146
Tabelle 7: Auswertung des zweiten Pumpversuchtests	147
Tabelle 8: Mit Kompassmessungen und in Split-FX ermittelte Trennflächenorientierungen	150
Tabelle 9: Mit dem Kompass und in Split-FX ermittelte Kluftdichten	151
Tabelle 10: Im DFN-Modell berechnete Permeabilitäten	155

Liste der verwendeten Symbole

Q	Wärmestrom [W]
λ	Wärmeleitfähigkeit [$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$]
A	Fläche [m^2]
∂T	Temperaturdifferenz [K]
∂x	Länge des Leiters [m]
θ	Maximale Temperaturdifferenz [K]
x	Abstand von der Wärmequelle zu den Messsensoren [m]
λ_R	Wärmeleitfähigkeit der Referenzprobe [$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$]
θ_R	Temperaturdifferenz der Standards [K]
U	Spannung der Probe [V]
U_R	Spannung der Referenzprobe [V]
κ	Temperaturleitfähigkeit [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$]
ρ	Dichte [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]
c_p	Spezifische Wärmekapazität [$\text{J}\cdot(\text{kg}\cdot\text{K})^{-1}$]
c	Proportionalitätsfaktor für die volumetrische Wärmekapazität [$\text{J}\cdot(\text{m}^3\cdot\text{K})^{-1}$]
Q	Durchfluss [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
A	Durchströmte Fläche [m^2]
i	h/l = hydraulischer Gradient [-]
Re	Reynoldszahl [-]
v	Spezifischer Durchfluss [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
d_w	Durchflusswirksamer Korndurchmesser des Aquifermaterials [m]
μ	Dynamische Viskosität der Flüssigkeit [$\text{kg}\cdot(\text{m}\cdot\text{s})^{-1}$]
p_1	Druck im Probenraum vor Öffnung von Ventil 2 [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]
p_2	Druck nach Öffnung von Ventil 2 [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]
V_1	Volumen der Probenkammer [m^3]
V_2	Volumen der Expansionskammer [m^3]
V_R	Reinvolumen der Probe [m^3]
n	Anzahl der Mole des Gases [-]
R	Ideale Gaskonstante [$8,314 \text{ J}\cdot(\text{mol}\cdot\text{K})^{-1}$]
T	Umgebungstemperatur [K]
ρ_s	Reindichte [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]
m_p	Masse der Probe [kg]
V_p	Rohvolumen der Probe [m^3]
r	Radius der Messkammer [m]
Δl	Differenzstrecke des Kolbenauszugs von beiden Messungen [m]
ρ_r	Rohdichte der Probe [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]
m_p	Masse der Probe [kg]

$V_{\text{DryFlow+Probe}}$	Volumen der Summe aus Dry-Flow und Probe [m^3]
V_{DryFlow}	Volumen des Dry-Flow [m^3]
\emptyset	Porosität [%]
V_R	Reinvolumen der Probe [m^3]
c_p	Massenspezifische Wärmekapazität [$\text{J} \cdot (\text{kg} \cdot \text{K})^{-1}$]
ρ_p	Rohdichte der Probe [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]
K	Permeabilitätskoeffizient [m^2]
Δp	Druckdifferenz [Pa]
l	Fließlänge [m]
g	Erdbeschleunigung = $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$
Q_1	Volumenstrom am Anstrom der Probe [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]
Q_2	Volumendurchfluss [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]
P_1	Anstromdruck [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$]
P_2	Abstromdruck [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$]
K_a	Scheinbare Permeabilität [m^2]
η_f	Dynamische Viskosität des Fließmediums [$\text{Ns} \cdot \text{m}^{-2}$]
h	Höhe des Probenkörpers [m]
r	Radius des Probenkörpers [m^2]
y	Berechnete wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]
λ_{geo}	Geometrisches Mittel der Wärmeleitfähigkeit [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]
λ_{fluid}	Wärmeleitfähigkeit des Porenfluids [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]
λ_{gestein}	Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]
T	Transmissibilität [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]
M	Grundwassermächtigkeit [m]
S	Speicherkoefizient [-]
ΔV_{Gw}	Änderung des gespeicherten Grundwasservolumens [m^3]
V_{ges}	Volumen des Grundwasserraumes [m^3]
Δh_s	Änderung der Standspiegelhöhe [m]
Q	Entnahmerate unter quasistationären Bedingungen [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]
s	Absenkungsbetrag im Brunnen [m]
h_m	$h+s/2$
h	Abgesenkte Wassersäule über Brunnensohle [m]
K_G	Gebirgsdurchlässigkeit [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
z	Tiefe [km]
$N(l)$	Frequenz der Trennflächen eines Intervalls [m]
α	Dichtekonstante
a	Scalingparameter

$\frac{Q}{A}$	Fließrate pro Querschnittsfläche [$\text{l} \cdot \text{m}^{-2}$]
s	Apertur [m]
D	Kluftabstand [m^{-1}]
$\frac{\delta h}{\delta l}$	Wasserdrucksäule
$\frac{\rho g}{\mu}$	Fluiddichte und –viskosität [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]
F_{ij}	Bruchtensor
V	Gitterzellenvolumen [m^3]
N	Gesamtzahl der Klüfte in einer Gitterzelle [-]
f_k	Perkolationsfaktor für Kluft k
A_k	Fläche der Kluft k [m^2]
T_k	Transmissivität der Kluft k [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]
k_{ij}	Permeabilitätstensor
δ_{ij}	$\begin{cases} 1 & \text{falls } i=1 \\ 0 & \text{falls } i \neq 1 \end{cases}$ (Kronecker Delta)
ϕ	(Gebirgs-)Porosität [%]
V_{Polygon}	Volumen des Kluftpolygons [m^3]
V_{Zelle}	Zellvolumen [m^3]
A_{Polygon}	Kluftfläche [m^2]

Abkürzungsverzeichnis

ÜWG	Überlandwerk Groß-Gerau GmbH
GÜK	Geologische Übersichtskarte
LiDAR	Light Detection And Ranging
SNB	Saar-Nahe-Becken
GOK	Geländeoberkante
OK	Oberkarbon
IGV	Intergranularvolumen
DFN	Discrete Fracture Network
GeORG	Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben
AuGE	Aufschlussanalogstudien und ihre Anwendbarkeit in der Geothermischen Exploration
GeotIS	Geothermisches Informationssystem für Deutschland
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
ORC	Organic Rankine Cycle
EGS	Enhanced Geothermal System
EEG	Erneuerbare-Energien-Gesetz
RT	Rhyolith-Tuff
DEKORP 1C	Seismisches Profil im Saar-Nahe-Becken
DEKORP 9N	Seismisches Profil im Saar-Nahe-Becken
TWT	Two Way Travel
GIS	Geographische Informationssysteme
LGB-RLP	Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz
HLUG	Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
AQTESOLV	AQuifer Test SOLVer
AIST	Alliance for integrated spatial technologies
TIN	Triangulate Irregular Networks
FEM	Finite-Element-Methode
EPM	Equivalent Porous Medium
QFL	Quarz, Feldspat, Lithoklasten
GoCAD	Geological Objects Computer Aided Design

Diese Arbeit wurden zu Teilen publiziert in:

Aretz, A., Bär, K., Götz, A.E., Sass, I. (2015): Outcrop Analogue Study of Permocarbiniferous Sandstone Reservoir Formations (Northern Upper Rhine Graben, Germany): Impact of Mineral Content, Depositional Environment and Diagenesis on Petrophysical Properties. International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch), DOI: 10.1007/s00531-015-1263-2

Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2013): Charakterisierung des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons in Hessen und Rheinland-Pfalz – thermophysikalische und hydraulische Gesteinskennwerte. Swiss Bulletin für angewandte Geologie, 18(1), 33-41

Rühaak, W., Guadagnini, A., Geiger, S., Bär, K., Gu, Y., Aretz, A., Homuth, S., Sass, I. (2015): Upscaling Thermal Conductivities of Sedimentary Formations for Geothermal Exploration. Geothermics, DOI 10.1016/j.geothermics.2015.08.004

Tagungsbeiträge – Vortrag und Paper

Aretz, A., Bär, K., Götz, A.E., Sass, I. (2015): Facies and Diagenesis of Permocarbiniferous Geothermal Reservoir Formations (Upper Rhine Graben, Germany): Impact on Thermophysical And Hydraulic Properties. – World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia

Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2014): Fazies und Diagenese des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben: Einfluss auf thermophysikalische und hydraulische Eigenschaften. – GeoFrankfurt 2014

Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2013): Characterization of the geothermal reservoir potential of the Permocarbiniferous in the northern Upper Rhine Graben, Germany. In Proceedings of the European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italy

Tagungsbeiträge – Vortrag und Abstract

Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2012): Charakterisierung des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons in Hessen und Rheinland-Pfalz. Der Geothermiekongress 2012, Karlsruhe.

Bär, K., Sass, I., Aretz, A. (2013): Tiefenabhängigkeit der hydraulischen Eigenschaften des Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben. - Der Geothermiekongress 2013 - Messe Essen, 12. - 14. November 2013, Essen.

Aretz, A., Bär, K., Götz, A.E., Sass, I. (2014): Facies and Diagenesis of Rotliegend Geothermal Reservoir Formations (Upper Rhine Graben, Germany): Impact on Thermophysical and Hydraulic Properties. EGPC – 5th European Geothermal PhD Day, Poster, Darmstadt

Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2014): Fazies und Diagenese des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben: Einfluss auf thermophysikalische und hydraulische Eigenschaften. – European Geothermal Workshop, Karlsruhe 2014

Tagungsbeiträge – Poster

Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2012): Characterization of the geothermal potential of the Permocarbiniferous of Hessen and Rheinland-Palatinate, Germany. – Geophysical Research Abstracts, Vol. 14: EGU2012-A-7541, Abstracts of the Contributions of the EGU General Assembly, Vienna.

Projektbezogene Abschlussarbeiten

Priebs, R.M. (9/2011): Properties of Geothermal Reservoir Rocks: Comparison between Ohaaki Field (NZ) and Saar-Nahe-Basin (GER) – unveröff. Dipl.-Arb., TU Darmstadt, 64 S., Darmstadt

Rüther, J. (9/2011): Thermofazielle Interpretation des Permokarbons im Sprendlinger Horst. unveröff. Dipl.-Arb., TU Darmstadt, 105 S., Darmstadt

Hesse, J. (12/2011): Untersuchung des geothermischen Potenzials der effusiven Vulkanite der permischen Donnersberg-Formation – unveröff. St.-Arb., TU Darmstadt, 84 S., Darmstadt

Klaeske, U. (10/2012): Untersuchung der hydraulischen Kennwerte des Permokarbons in Hessen und Rheinland-Pfalz. unveröff. Dipl.-Arb., TU Darmstadt: 95 S., Darmstadt.

Betten, I. (01/2015): 3D-Laserscanning, DFN-Modellierung und Aufschlussaufnahme im Rotliegend des östlichen Saar-Nahe-Beckens. Masterarbeit, TU Darmstadt, 115 S., Darmstadt

1 Einleitung

1.1 Motivation

Der Oberrheingraben weist neben dem Norddeutschen Becken und dem Molassebecken in Süddeutschland das höchste hydrothermale Potenzial zur Strom- und Wärmeerzeugung in Deutschland auf (Agemar et al., 2013, 2014, Abbildung 1). Hydrothermale Systeme werden zur Stromerzeugung genutzt, indem Wärmeenergie durch die Förderung und Reinjektion großer Mengen heißer Wässer aus vorhandenen Aquifern entzogen, verdampft und verstromt wird (z.B. Bauer et al., 2014). Im mittleren und südlichen Oberrheingraben (Schulz und Schellschmidt, 1991) wird das hydrothermale Potenzial bereits erfolgreich zur Stromerzeugung in Soultz, Landau, Insheim und Bruchsal genutzt.

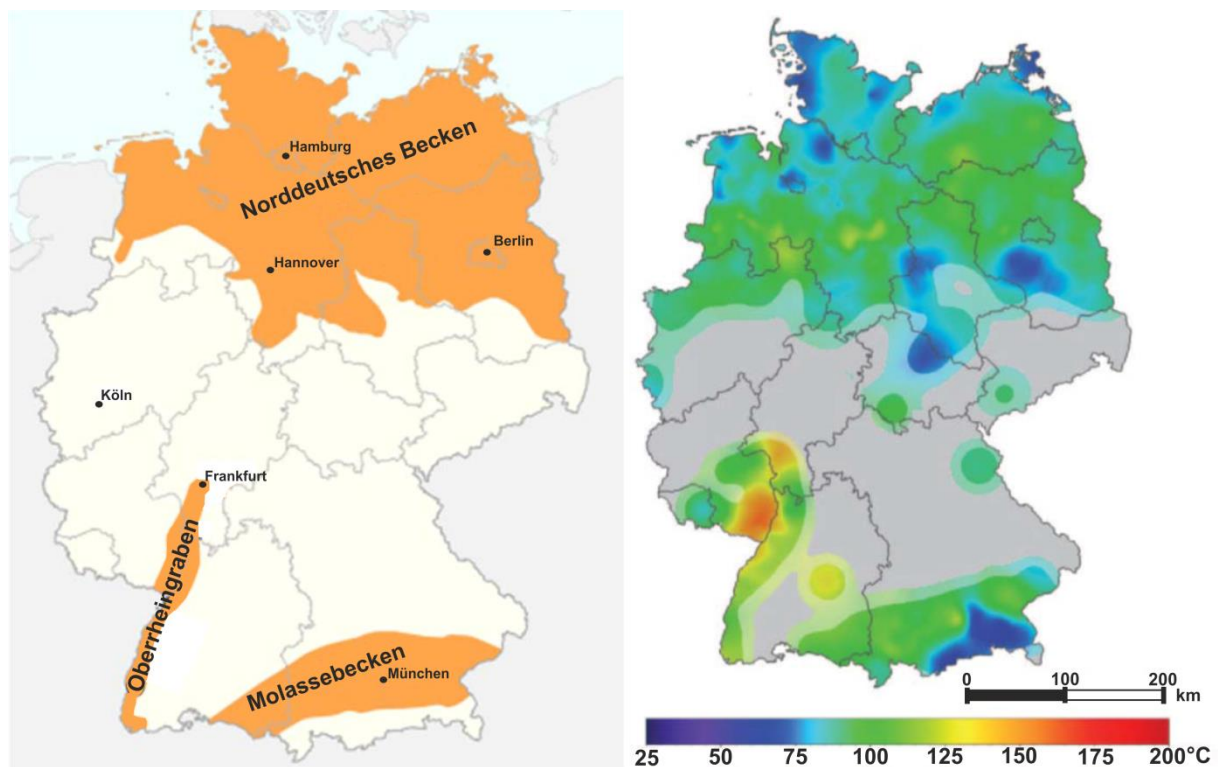


Abbildung 1: Gebiete potenziell erschließbarer hydrothermaler Potenziale zur Stromerzeugung in Deutschland (links) und Untergrundtemperatur in 2.500 m Tiefe in Deutschland (rechts), nach Agemar et al. (2014)

An seinem nördlichen Rand kreuzt der Oberrheingraben ein variszisches Molassebecken (Abbildung 2a), dessen Sedimentgesteine als Permokarbon zusammengefasst werden und aus Konglomeraten, fein-, mittel- und grobkörnigen Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen (Schäfer, 1980; Schäfer, 1986; Schäfer, 2005; Schäfer, 2011; Lützner und Kowalczyk, 2012), Vulkaniten (Stollhofen, 1994a) und Kalksteinen (Schäfer, 1980) bestehen. Die siliziklastischen Formationen des Permokarbons weisen das größte hydrothermale Potenzial im nördlichen Oberrheingraben auf (Bär, 2012). Im Forschungsprojekt „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“ (Bär et al., 2011; Arndt et al., 2011; Sass und Hoppe, 2011; Bär, 2012; Arndt, 2012) wurde ein tiefengeothermisches Untergrundmodell vom nördlichen Oberrheingraben erstellt und die mittlere Tiefe und Temperatur des Permokarbons modelliert.

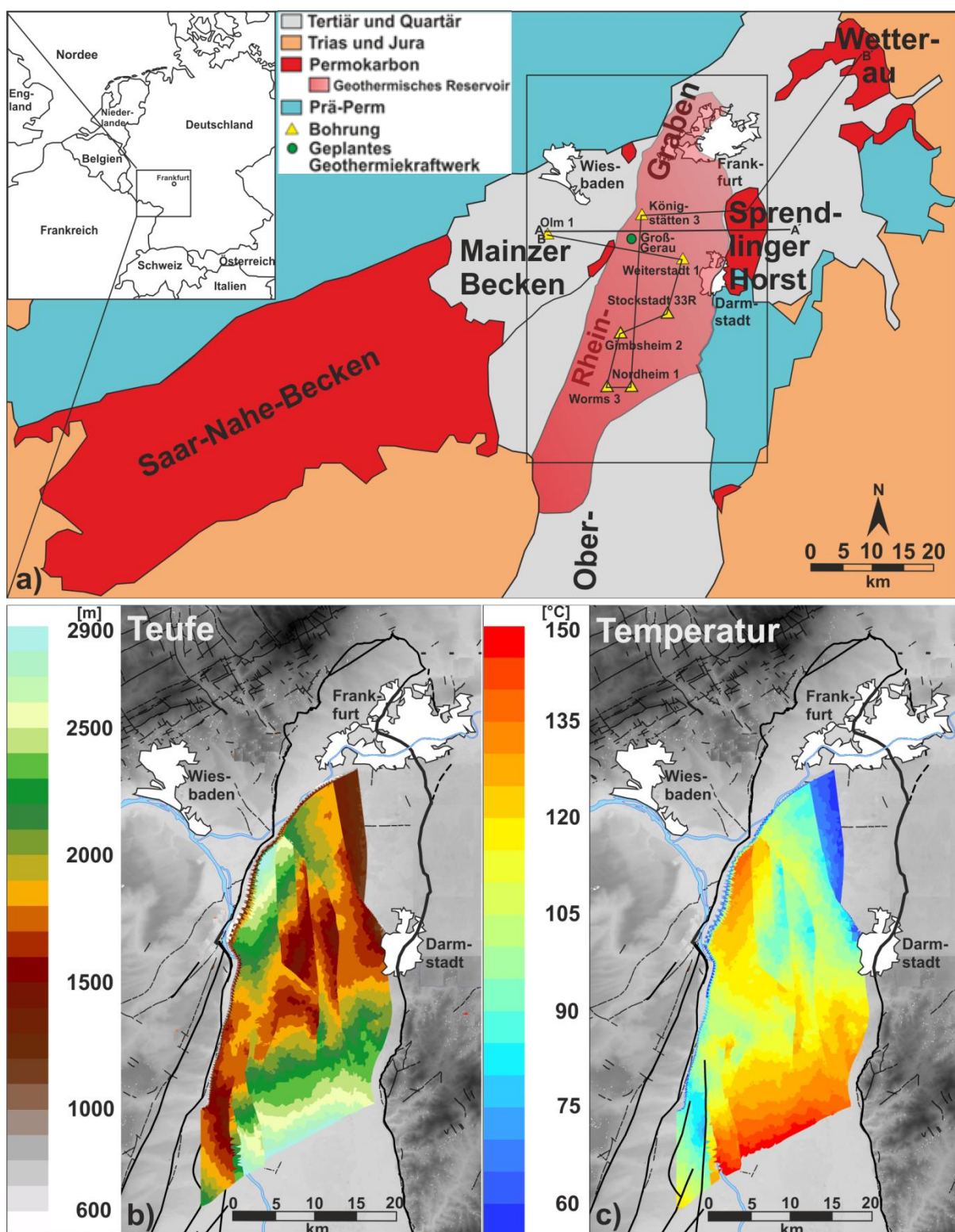


Abbildung 2: a) Vereinfachte geologische Übersichtskarte des nördlichen Oberrheingraben und seiner benachbarten Gebiete (Saar-Nahe-Becken, Spredlinger Horst und Wetterau) in SW-Deutschland mit Lage der Lokationen der Bohrungen, die das Permokarbon durchteufen und des im Bau befindlichen Geothermieprojekts in Groß-Gerau (GÜK 200). Teufe (b) und Temperatur (c) der Oberkante des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben in SW Deutschland (verändert nach Sass und Hoppe (2011) und Bär (2012)). Im nördlichen Oberrheingraben wird die Tiefe und Temperatur der Oberkante des Permokarbons nur bei einer Mindesttemperatur von 60 °C angezeigt.

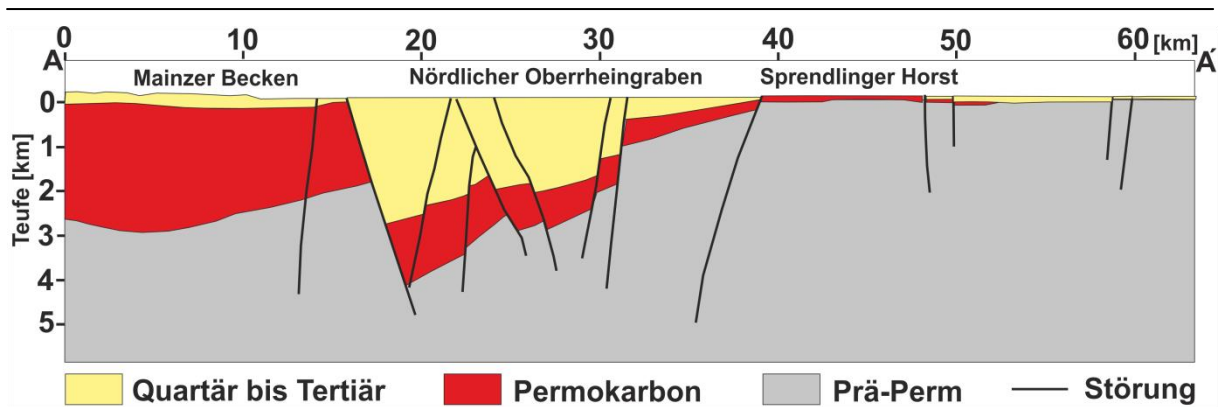


Abbildung 3: W-O-Profileschnitt durch das Mainzer Becken, den nördlichen Oberrheingraben und den Spremlinger Horst, nach Arndt (2012). Die Profillinie befindet sich in Abbildung 2a.

Das Permokarbon, das im nördlichen Oberrheingraben etwa zwei Kilometer mächtig ist und dessen Oberkante in einer Tiefe zwischen 600 m und 2.900 m liegt (Abbildung 2b, 3) und dessen Reservoirtemperaturen 150 °C überschreiten (Bär, 2012, Abbildung 2c), kommt somit für eine hydrothermale Stromerzeugung in Betracht. Das erste Kraftwerk, das im nördlichen Oberrheingraben tiefergeothermische Energie aus Sedimentgesteinen des Permokarbons zur Stromerzeugung nutzen wird, wird von der Überlandwerk Groß-Gerau GmbH (ÜWG) in Groß-Gerau gebaut (Abbildung 2a), soll 2017 ans Netz gehen und mit 3 Megawatt (MW) elektrischer Leistung rund 7.000 Haushalte mit Strom sowie mit 6 MW thermischer Leistung rund 400 Haushalte mit Wärme versorgen und so ca. 27.000 t CO₂ pro Jahr einsparen (ÜWG.de).

Die effektive Mächtigkeit des hydrothermalen Reservoirs des Permokarbons, die aus der Summe der Mächtigkeiten von dessen Sandsteinschichten abgeleitet wurde, beträgt zwischen 200 m und 500 m (Schäfer, 2005, 2011; Becker et al., 2012). Bislang ist das Reservoirpotenzial des Permokarbons nur in großräumigen Studien untersucht worden (Hänel und Staroste 1988, 2002; Hurter und Schellschmidt 2003; Bär 2008; Wenke et al., 2009; Wenke et al., 2011; Rohrer, 2010; Bär et al., 2011; Arndt et al., 2011; Sass und Hoppe, 2011; Bär, 2012). Um ein genaueres Verständnis des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons zu erhalten, sind thermophysikalische und hydraulische Kennwerte und Kenntnisse über dessen strukturellen Aufbau im Reservoir unverzichtbar. Denn sie geben wichtige Hinweise auf die Permeabilität und Ergiebigkeit des Reservoirs, von denen die Wirtschaftlichkeit geothermischer Ressourcen abhängt (Agemar et al., 2014). Die Exploration des Permokarbons stellt hohe Anforderungen an das Verständnis der hydrogeologischen, strukturellen, sedimentologischen und diagenetischen Reservoirseigenschaften und deren Wechselwirkungen. Die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse sollen einen Beitrag zu einem besseren Verständnis des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben leisten und das Fündigkeitsrisiko geothermischer Kraftwerke, das Reservoir nicht in ausreichender Qualität zu erschließen, reduzieren.

1.2 Vorgehensweise und Ziele

In der hier vorliegenden Arbeit wurde eine Charakterisierung des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben durchgeführt. Eine Reservoircharakterisierung beinhaltet die Identifikation von einerseits Störungen und Klüften mit ausreichend hoher struktureller Permeabilität, die als Fließwege für Fluide dienen und somit entscheidend sind für die Produktivität eines Reservoirs und andererseits lithologischer Einheiten mit ausreichend hoher Gesteinsporosität und -permeabilität, um hydrothermale Fluide aufzunehmen (Bruhn et al., 2010) und Wärme- und Temperaturleitfähigkeit, um ausreichend thermische Energie zu transportieren. Die Reservoircharakterisierung beinhaltete die Arbeitspakete Thermofazies, Gebirgsdurchlässigkeiten und 3D-Strukturmodell.

1.2.1 Arbeitspaket Thermofazies

Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben ist gekennzeichnet durch eine komplexe Interaktion von Eigenschaften der Gesteinsmatrix wie Ablagerungsfazies, Schichtung, Porosität- und Permeabilitätsbeziehung und diagenetischer Entwicklung sowie tektonischer Elemente wie der Verteilung, Orientierung und Größe von Trennflächen (Schäfer, 1989, 2005, 2011; Stollhofen, 1991, 1998; Henk, 1993 a,b). Ein umfassendes Verständnis über diese maßgeblichen, sich teils gegenseitig beeinflussenden Eigenschaften auf verschiedenen Skalen vom mikroskopischen Porenraum bis zu regionalen Störungsmustern (Bruhn et al., 2010) ist entscheidend für die erfolgreiche Exploration des geothermischen Potenzials des Permokarbons und kann nur unter Berücksichtigung und Studium von analogen Aufschlüssen erzielt werden. In dieser Arbeit wurde im Rahmen des Arbeitspakets Thermofazies eine Aufschlussanalogstudie im Saar-Nahe-Becken westlich und im Sprendlinger Horst und der Wetterau östlich des nördlichen Oberrheingrabens (Abbildung 2a), wo das Permokarbon aufgeschlossen ist, zur Beurteilung des tiefeingeothermischen Potenzials des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben durchgeführt. Aufschlussanalogstudien tragen in erheblichem Maße zum Verständnis der wichtigsten sedimentologischen und diagenetischen Eigenschaften sowie strukturellen Elemente im Reservoir bei und sind eine seit langem bewährte Methode in der Explorationsindustrie (Flint und Bryant, 1993; Grammar et al., 2004; Pringle et al., 2004, 2006, 2010; Jahn et al., 2008; Almklov und Hepsø, 2011; Pranter et al., 2013; Howell et al., 2014).

1.2.1.1 Aufschlussanalogstudien

Die ersten auf Aufschlussdaten basierten Reservoirmodellierungen wurden in den 1990er Jahren von norwegischen Erdölunternehmen durchgeführt (Dreyer, 1990, 1993; Dreyer et al., 1993). Die größte Übereinstimmung zwischen Aufschlüssen und dem modellierten Reservoir (Howell et al., 2014) weisen Bohrfelder im Oman auf, wo das tatsächliche Reservoir in unmittelbarer Umgebung an der Oberfläche austritt (Alsop et al., 2013; Pranter et al., 2013). Eschard et al. (2013) erstellte synthetische seismische Profile aus Aufschlussdaten in Pakistan, um Rückschlüsse auf die Druckbedingungen im Untergrund zu ziehen. Des Weiteren wurden Aufschlussanalogstudien in äolischen (Clemmensen, 1987; Mountney et al., 1999) und fluviatilen Ablagerungssystemen (Fielding und Crane, 1987;

Miall, 1988; Cuevas Gozalo und Martinus, 1993; Corbeanu et al., 2001; Donselaar und Schmidt, 2005; Gibling, 2006; van Lanen et al., 2009; Dalrymple, 2001; Moody et al., 2012; Koegh et al., 2014) durchgeführt sowie zur Simulation von Fluidflüssen (Forster et al., 2004; Bigi et al., 2013) und Reservoirmodellierungen genutzt (Bryant et al., 2000; Eschard et al., 2002; Grammer et al., 2004; Fabuel-Perez et al., 2010; Luthi und Flint, 2013). Zur Analyse struktureller Elemente werden in Aufschlussanalogstudien photogrammetrische und LiDAR (light Detection And Ranging)-Techniken zum Abscannen von Aufschlüssen genutzt (Bellian et al., 2005), sogar aus Helikoptern heraus (Buckley et al., 2008a; Rittersbacher et al., 2013), um aus deren dreidimensionaler Visualisierung Informationen über die Orientierung und Häufigkeit von Störungen und Klüften (Hodgetts et al., 2004; Enge et al., 2007; Buckley et al., 2008b; Hodgetts, 2013) und zur Sedimentanalyse (Rarity et al., 2013) abzuleiten. Außerdem erlaubt das Verständnis großräumiger Störungsstrukturen in den Aufschlussanaloggebieten Rückschlüsse auf die Lage und Orientierung von Störungszonen im Zielhorizont.

Bislang wurden Aufschlussanalogstudien hauptsächlich zur Charakterisierung und Erschließung kohlenwasserstoffführender Reservoirs durchgeführt (Jahn et al., 2008). Als Erkundungsmethode für geothermische Reservoirs sind sie jedoch relativ neu. Das Hessen-3D-Projekt (Sass und Hoppe, 2011; Bär et al., 2011; Bär, 2012) nutzte erstmals Aufschlussdaten zur Beurteilung des geothermischen Potenzials im nördlichen Oberrheingraben. Das GeORG-Projekt untersuchte das Potenzial von tiefen Reservoirs im mittleren und südlichen Oberrheingraben (GeORG-Projektteam, 2013). Die laufenden Projekte „AuGE“ (Aufschlussanalogstudien und ihre Anwendbarkeit in der Geothermischen Exploration, Bauer et al., 2015, Meier et al., 2015; Soyk, 2015) und „StörTief“ („deep fault zones“, Schmidt et al., 2015) beschäftigen sich mit Aufschlussanalogstudien von potentiellen mesozoischen und paläozoischen Reservoirseinheiten im Oberrheingraben. Das GeotIS-Projekt erstellte einen deutschlandweiten Atlas für geothermische Nutzungsoptionen (Schulz et al., 2007, 2013). Im Norddeutschen Becken wurde eine Aufschlussanalogstudie zwecks einer Untersuchung von Störungszonen, Bestimmung von mechanischen Gesteinseigenschaften und einer hydromechanischen Modellierung durchgeführt (Reyer, 2013). Des Weiteren wurden im Norddeutschen Becken (Barth et al., 2014) und in der Thüringischen Senke (Beyer et al., 2014; Beyer, 2015) petrophysikalische Daten aus Bohrungen in Beziehung zur Petrographie und Ablagerungsfazies gesetzt. Im süddeutschen Molassebecken führte Homuth (2014) eine Aufschlussanalogstudie zur Beurteilung eines tiefen geothermalen Karbonatreservoirsystems durch.

Die Schwächen von Aufschlussanalogstudien lagen bislang in der Vergleichbarkeit petrophysikalischer und hydraulischer Daten aus dem Reservoir und dessen Aufschlussanalog (Howell et al., 2014), da deren Verwitterungsgrad (Bricker et al., 1994), Druck- und Temperaturbedingungen und Versenkungsgeschichte unterschiedlich sind. Die kombinierten thermophysikalischen und petrographischen Ergebnisse dieser Arbeit weisen diese Vergleichbarkeit nach sowie die Anwendbarkeit von Aufschlussanalogstudien als Explorationsmethode von tiefegeothermischen Reservoirs in Grabensystemen.

1.2.1.2 Bestimmung thermophysikalischer und petrographischer Kennwerte

Aus insgesamt 66 Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und in der Wetterau (Abbildung 2a), an denen eine sedimentologische Aufschlussaufnahme und die Bestimmung der Ablagerungsbedingungen nach Füchtbauer (1988), Miall (1996), Reading (1996) und Bristow et al. (2000) durchgeführt wurden, sowie aus Bohrkernen von 15 Bohrungen wurden Gesteinsproben genommen und zu etwa 850 Plugs weiterverarbeitet. Zu Vergleichs- und Korrelationszwecken wurden 62 Plugs aus im nördlichen Oberrheingraben liegenden Bohrungen Weiterstadt 1, Gimbsheim 2, Stockstadt 33R, Worms 3, Nordheim 1 und Königstätten 3 (Abbildung 2a) entnommen, die das Permokarbon in Teufen zwischen 1.550 m und 2.990 m angetroffen oder durchteuft haben.

An jedem Plug wurden die thermophysikalischen Gesteinskennwerte wie die Porosität, Permeabilität, Wärme- und Temperaturleitfähigkeit gemessen. Ein Werkzeug zur Prognose von geothermischen Reservoireigenschaften tiefer sedimentärer Becken und Grabenstrukturen ist das Thermofazieskonzept von Sass und Götz (2012), nach dem die Permeabilität und Wärmeleitfähigkeit, die in hohem Maß verantwortlich für den Wärmefluss im Reservoir sind, vom Faziestyp abhängen. Zusätzlich sind an 155 Dünnschliffen, die aus einem Teil der Plugs von Proben aus Aufschlüssen und Bohrkernen aus flachen Bohrungen und Bohrungen aus Reservoirtiefe erstellt wurden, petrographische Untersuchungen zur Bestimmung des Modalbestands nach der Klassifikation von McBride (1963), der Sortierung und Rundung der Körner sowie der Zementationsart im Porenraum durchgeführt worden. Der Einfluss der Zementationsart, die Rückschlüsse auf diagenetische Prozesse von Sandsteinen zulässt und einen signifikanten Einfluss auf deren Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung mit der Tiefe hat (Lønøy et al., 1986; Bjørlykke et al., 1989; Ehrenberg, 1990; Gaupp et al., 1993; Amthor und Okkerman, 1998; Worden und Barclay, 2000; Worden und Morad, 2003), sowie der Einfluss des Ablagerungstyps auf die Porositäts-Permeabilitätsbeziehung, den Kompaktionsgrad nach Houseknecht (1988) und den Illitgehalt wurden untersucht.

1.2.2 Arbeitspaket Gebirgsdurchlässigkeiten

Störungen können die Fluidbewegung in geothermischen Reservoiren in hohem Maße beeinflussen (z.B. Stober und Bucher, 2007; Philipp, 2007; Stober und Jodocy, 2009) und entweder als Aufstiegswege oder Barriere für Fluide fungieren. Die Gebirgsdurchlässigkeiten an offenen Störungen können um bis zu zwei Größenordnungen höher sein als Gebirgsdurchlässigkeiten in ungeklüfteten Gesteinen (Evans et al., 1997; Lockner et al., 2000; Rawling et al., 2001; Schraft, 2005; Stober und Bucher, 2007; Stober und Jodocy, 2009). Hohe Gesteinspermeabilitäten, wie sie die Buntsandstein-Formation im mittleren Oberrheingraben aufweist (Schraft und Rambow, 1984), können jedoch bis zu 30 % zum Fluidfluss im Reservoir beitragen (Bitzer, 2007). Dagegen können geschlossene Störungen erheblich reduzierte Permeabilitäten aufweisen (Bjørlykke, 2010).

1.2.2.1 Bestimmung von Gebirgsdurchlässigkeiten und Kluftpermeabilität im Aufschluss

Zur Bestimmung von Gebirgsdurchlässigkeiten wurden 461 Pumpversuchsdaten von im Mittel 100 m bis 200 m tiefen Bohrungen, die das Permokarbon westlich und östlich des nördlichen Oberrheingrabens angetroffen haben, ausgewertet. Da Pumpversuchsdaten von Bohrungen, die im Profil eine Störung zeigen, eine bis zu einer Größenordnung höhere Durchlässigkeit aufweisen als solche, die ein ungestörtes Profil haben (Bär, 2012), wurden die Gebirgsdurchlässigkeiten im Hinblick auf die Entfernung zur nächstgelegenen Störung sowie ihrer Orientierung ausgewertet und darüber hinaus nach der Teufe und der stratigraphischen Einheit, und so zur Quantifizierung von Gebirgsdurchlässigkeiten in Reservoirtiefe genutzt.

Außerdem wurde ein etwa 120 m langer und bis zu 20 m hoher Aufschluss des Permokarbons im östlichen Saar-Nahe-Becken abgescannt, um aus dessen dreidimensionaler Visualisierung Informationen über Kluftorientierungen-, längen- und dichten zu erhalten, die zusammen mit der Kluftöffnungsweite als Eingabeparameter für ein DFN (Discrete Fracture Network)-Modell genutzt wurden, um darin die Kluftpermeabilität im Aufschluss nach Dershowitz et al. (1998) und Oda (1985) zu bestimmen. Das Terrestrische Laserscanning ist eine seit Beginn dieses Jahrhunderts vielfach verwendete Methode zur strukturellen Trennflächenaufnahme von Aufschlüssen und gewinnt in der Explorationsindustrie immer mehr an Bedeutung (Enge et al., 2007; Buckley et al., 2008; Ashim et al., 2011; Hodgetts, 2013).

1.2.3 Arbeitspaket 3D-Strukturmodell

Die detailliertesten Informationen über die Teufenlage von stratigraphischen Horizonten und Orientierung von Störungen in der Kohlenwasserstoff- und Geothermieexploration stellen reflektionsseismische Messungen bereit (Jahn et al., 2008; Huenges, 2010). Durch an der Oberfläche erzeugte Vibrationen entstehen Schallwellen, die an Dichtekontrasten des Untergrunds reflektiert werden. Aus deren Laufzeiten können nach aufwendiger Prozessierungsverfahren und geowissenschaftlicher Interpretation die Teufenlage von Schichtgrenzen und Störungen ermittelt werden. Die Überlandwerk Groß-Gerau GmbH erstellte als Explorationsmethode zur Erschließung der hydrothermalen Ressourcen des Permokarbons, die vom im Bau befindlichen Geothermiekraftwerk in Groß-Gerau (Abbildung 2a) zur Stromerzeugung genutzt werden sollen, ein 5 km³ großes 3D-Seismikmodell vom westlichen Rand des nördlichen Oberrheingrabens. Im Arbeitspaket 3D-Strukturmodell wurde das Modell genutzt, um darin die wichtigsten Störungen und Teufenlagen der stratigraphischen Horizonte des Permokarbons zu modellieren und deren Mächtigkeiten und Reservoirtemperaturen zu berechnen.

1.3 Einführung in die Geothermie

1.3.1 Ursprung und Transport der Erdwärme

Wärmeproduzierende Prozesse finden im Erdkern, Mantel und der kontinentalen Kruste statt (z.B. Ledru und Frottier, 2010). Bereits im Erdkern entstanden durch Abkühlung, Auskristallisationen und chemische Trennungen und möglicherweise radiogene Produktion etwa 8 Terrawatt (TW) Wärme, die an den Mantel abgegeben wurden (Jaupart et al., 2007). Im Mantel und der Kruste, die im Wesentlichen aus Silikaten und -oxiden bestehen, ist die radiogene Wärmeproduktion dominant. Aus Halbwertszeiten der radioaktiven Isotope Uran, Thorium und Kalium (Kaltschmitt et al., 2003) wurde ein Wärmeproduktionsbetrag von 20 TW berechnet, von denen etwa 13 TW im Mantel und 7 TW in der kontinentalen Kruste gebildet wurden. Unter Berücksichtigung einer berechneten Wärmeabgabe von 39 TW vom Mantel an die Kruste wird die restliche im Mantel gebildete Wärmemenge von 18 TW dessen Abkühlung während der Erdgeschichte zugeschrieben. In der Kruste stellen wärmeproduzierende Granite (McLaren et al., 2002) ebenfalls eine permanente Wärmequelle dar. Die gesamte Wärmeproduktion der Erde beträgt nach Jaupart et al. (2007) demnach 46 TW.

Der terrestrische Wärmestrom erfolgt über Konduktion und Konvektion (Prinz und Strauß, 2006). Als Konduktion wird der Wärmefluss bezeichnet, der aufgrund eines Temperaturgradienten in einem Feststoff, ruhenden Fluid oder Gas über die Atome des Materials stattfindet. Konduktion beschreibt einen thermischen Diffusionsprozess, bei dem der Wärmetransport in Richtung niedrigerer Temperaturen erfolgt. Als Konvektion wird der Wärmefluss bezeichnet, der mit einem Materialtransport einhergeht. Der Wärmetransport im Gestein wird durch zirkulierende Fluide geleistet. Ein konvektiver Wärmetransport geschieht sehr viel schneller als ein konduktiver und ist nur in ausreichend geklüfteten und porösen Gesteinen möglich, in denen das Wasser zirkulieren kann (Kaltschmitt et al., 2006).

Die an der Mantel-Kruste-Grenze entlassene Wärme wird bevorzugt von der ozeanischen Lithosphäre aufgenommen (Ledru und Frottier, 2010). Während die ozeanische Kruste als thermische Grenzschicht des Mantels angesehen werden kann, weil sie an dessen konvektiven Wärmebewegungen teilnimmt und ihre Wärmeproduktion vernachlässigbar ist, agiert die kontinentale Lithosphäre als überlagernder konduktiver Fließkörper und weist variierende Wärmeproduktionsraten und laterale Temperaturvariationen auf (Ledru und Frottier, 2010). Der Mantelwärmefluss unterhalb Mittelozeanischer Rücken liegt bei Hunderten $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$ und nimmt in Richtung älterer Lithosphäre auf etwa $50 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ ab (Lister et al., 1990). Unter Kontinenten führen unterschiedliche Wärmeproduktionsraten und Krustenmächtigkeiten zu höheren Wärmeflussvariationen. Während der Wärmefluss unter alten Kratonen mit $15 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ niedrig ist (Pinet et al., 1991; Guillou et al., 1994), ist er unter Kontinentalrändern, wo Krustenmächtigkeit und Wärmeproduktion abnehmen, erhöht (Goutorbe et al., 2007). Der Wärmefluss unter jungen gestörten Gebieten, wie Orogenen und Riftsystemen, wie zum Beispiel dem Oberrheingraben, ist mit bis zu $100 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ deutlich erhöht.

1.3.2 Klassifikationen geothermischer Systeme

Im Hinblick auf die Nutzungsart wird grundsätzlich zwischen oberflächennaher und tiefer Geothermie unterschieden, deren Grenze per Definition bei 400 m liegt (VDI-Richtlinie 4640). Die oberflächennahe Geothermie dient hauptsächlich der Heizung und Kühlung von Gebäuden (Sass, 2007) und entzieht dem oberflächennahen Bereich geothermische Energie in einem Temperaturbereich von 7 °C bis 20 °C (Abbildung 4). In der oberflächennahen Geothermie wird zwischen offenen und geschlossenen Systemen unterschieden. In geschlossenen Systemen, in denen das Wärmeträgermedium nicht in direktem Kontakt mit dem Gestein steht, findet der Transport ausschließlich durch Wärmeleitung statt (Kaltschmitt et al., 2006). Offene Systeme zeichnen sich durch die Entnahme von Grundwasser oder dem direkten Kontakt zwischen geförderten Wässern und dem Umgebungsgestein aus. Geschlossene Systeme, die vermehrt in geringer Tiefe genutzt werden, sind Erdwärmekollektoren, Energiepfähle, Erdwärmekörbe und Erdwärmesonden. Grundwasserbrunnen zählen zu den offenen Systemen (Sass, 2007). Zur Heizwärme- und Warmwassergewinnung von Wohnhäusern oder Industriegebieten kann die energetische Nutzung nur mit dem Einsatz von Wärmepumpen erfolgen (Kaltschmitt et al., 2003).

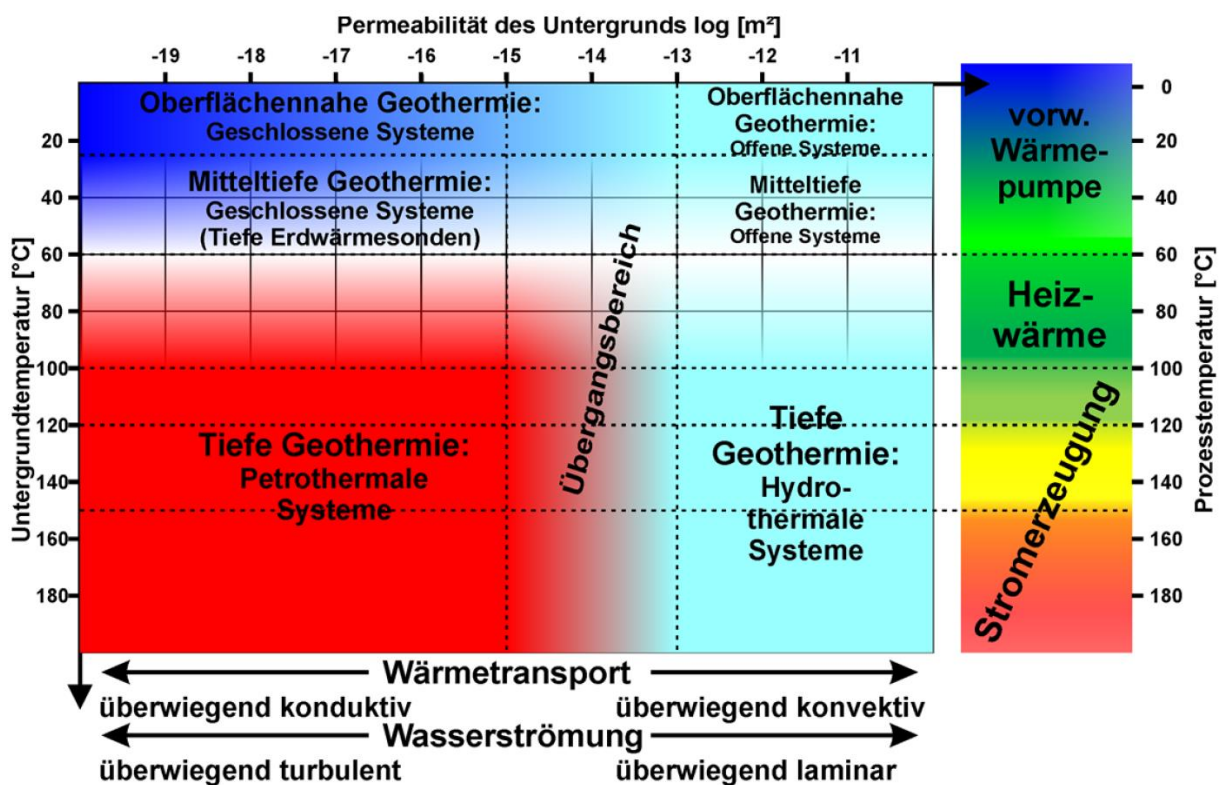


Abbildung 4: Von der Permeabilität abhängige Gliederung eines petrothermalen und hydrothermalen Systems (links) und von der Temperatur abhängige Gliederung verschiedener Arten geothermischer Nutzung (rechts), nach Bär (2012).

Die tiefe Geothermie beginnt ab einer Tiefe von 400 m und einer Temperatur von 25 °C (VDI-Richtlinie, 2010). Der Teufenbereich zwischen 400 m und 1.500 m wird der mitteltiefen Geothermie zugerechnet (Homuth et al., 2014; Homuth, 2014) und unter anderem zur Wärmespeicherung genutzt (Homuth et al., 2013; Cabeza, 2015; Bär et al., 2015, Abbildung 4). Die tiefe Geothermie zur Stromerzeugung beginnt ab einer Teufe von über 1.000 m und Temperatur von über 80°C (Kaltschmitt et al., 2003, 2006). Die Grenzen zwischen den verschiedenen Systemen können jedoch stark variieren und werden als fließend erachtet.

Für die folgenden Klassifikationsbeschreibungen tiefer geothermische Systeme wurden die Veröffentlichungen von Buntebarth (1989), Dickson und Fanelli (2003), Kaltschmitt et al. (2003) Bundschuh und Suarez Arriaga (2010), Huenges (2010), Stober und Bucher (2012) und die VBI Leitfaden Tiefe Geothermie (2010, 2013) herangezogen. Für die Bewertung und Klassifizierung geothermischer Ressourcen ist die Enthalpie der im Reservoir gespeicherten als Wärmeträger dienenden Fluide ein übergeordnetes Kriterium. Die Enthalpie ist ein Maß für den thermischen Energiegehalt und die Volumenarbeit dieser Fluide und hängt von den Temperatur- und Druckbedingungen im Reservoir ab. Anhand der Reservoirtemperatur wird zwischen Niedrig-, Mittel- und Hochenthalpieressourcen unterschieden (Muffler 1979; Hochstein, 1988; Benderitter und Cormy, 1990; Nicholson, 1993; Axelsson und Gunnlaugson, 2000; Hänel und Staroste, 1988, 2002). Bei einer Teufe von 3 km weisen Hochenthalpiesysteme Reservoirtemperaturen von über 150 °C und Niedrig- bis Mittelenthalpiesysteme zwischen 90 °C und 150 °C auf. Hochenthalpiesysteme sind an plattentektonisch aktive Gebiete gebunden und kommen deswegen in Deutschland nicht vor. Des Weiteren wird zwischen flüssigkeits- und gasdominierten Systemen unterschieden. Niedrig- und Mittelenthalpiesysteme zählen zu den flüssigkeitsdominierten Systemen, in denen ist das meist mit Gasen angereicherte Wasser (Giroud, 2008) die druckkontrollierende Fluidphase ist. Flüssigkeitsdominierende Systeme weisen Reservoirtemperaturen von 125 °C bis 225 °C auf und produzieren heißes Wasser, eine Mischung aus Wasser und Dampf, nassem oder trockenem Dampf. Gasdominierte Systeme sind dadurch gekennzeichnet, dass Gas die druckkontrollierende Phase ist, produzieren trockenen Heißdampf (z.B. Lardarello, Italien) und kommen ausschließlich in Hochenthalpiesystemen vor.

Ein weiteres Klassifikationskriterium ist der Wärmetransportmechanismus im Reservoir (Moeck und Beardmore, 2014). Die übergeordnete Ausbildung eines konduktiven oder konvektiven Wärmetransportmechanismus hängt von der Art der Wärmequelle und der Permeabilität des Reservoirs ab (Lawless et al., 1995; Bogie et al., 2005). Zu den dominant konvektiven Systemen zählen magmatische, plutonische und störungskontrollierte Systeme. Sie werden als aktive geothermische Systeme bezeichnet (Gianelli und Grassi, 2001), beinhalten alle bekannten flachen Hochtemperaturreservoirs von über 200 °C oberhalb einer Teufe von 3 km und liegen ausschließlich an tektonischen Plattenrändern und aktiven tektonischen Regionen (Nukman und Moeck, 2013), in Regionen mit aktivem Vulkanismus (Bogie et al., 2005) oder in extensionalen Regionen mit ausgedünnter Kruste und erhöhtem Wärmefluss (Faulds et al., 2009, 2010). Dominant konduktive Systeme werden auch als passive geothermische Systeme bezeichnet und kommen in Intraplattenbecken, zu denen

Gräben (z.B. Oberrheingraben), Subsidenzbecken (z.B. Norddeutsches Becken), Vorlandbecken mit angrenzendem Gebirgszug (z.B. Molassebecken) oder kristallinem Grundgebirge unter thermisch isolierter Sedimentüberlagerung (z.B. Cooper-Becken, Australien) gehören, vor. Da der geothermische Gradient konduktiv dominierter Systeme auf 15 bis 20 °C·km⁻¹ unter hohen Gebirgszügen und auf bis zu 30 °C bis 50 °C·km⁻¹ unter tieferreichenden Gebirgstälern begrenzt ist (Grasby und Hutcheon, 2001), liegen wirtschaftlich interessante Temperaturbereiche dominant konduktiver Systeme von etwa über 120 °C in größeren Tiefen als die konvektiv dominierter Systeme.

Ein weiterer tiefengeothermischer Klassifikationsparameter ist die Permeabilität, anhand derer petrothermale von hydrothermalen Systemen unterschieden werden (Abbildung 4). Petrothermale Systeme weisen eine Permeabilität von höchstens 1·10⁻¹⁵ m² und hydrothermale Systeme von mindestens 1·10⁻¹³ m² (Bär, 2012) auf. In hydrothermalen Systemen weisen Gesteine für eine geothermische Stromerzeugung ausreichend hohe Temperaturen und natürliche Durchlässigkeiten für die erforderlichen Fließraten auf. Petrothermale Systeme weisen zwar Gesteine mit ausreichend hoher Temperatur zur Stromerzeugung auf, jedoch muss die Durchlässigkeit technisch erhöht werden, um ausreichende Förderraten zu erzielen (Abbildung 5).

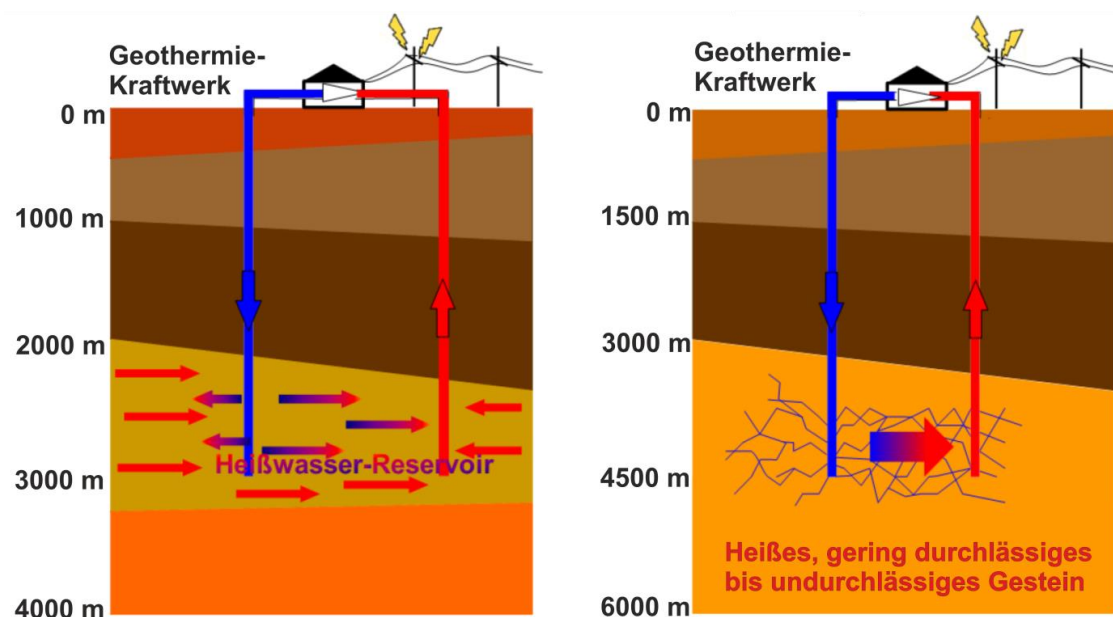


Abbildung 5: Querschnittsskizze zur Erschließung eines hydrothermalen (links) und petrothermalen Systems (rechts), nach Sass und Hoppe (2011)

1.3.2.1 Hydrothermale Systeme

Hydrothermale Systeme entziehen Wärme aus vorhandenen Thermalwasseraquiferen (z. B. Bauer et al., 2014) und müssen, wenn sie zur Stromproduktion genutzt werden sollen, Temperaturen von mindestens 100 °C bis 110 °C (Agemar et al. 2014; DGG/DGGT, 2014) und Fließraten von mindestens 100 m³·h⁻¹, bzw. 28 l·s⁻¹ aufweisen (VDI-Leitfaden, 2013). Aufgrund der generellen Zunahme des Überlagerungsdrucks des Gesteins und Abnahme der Permeabilität mit der Tiefe sind diese Voraussetzungen nicht flächendeckend vorhanden.

Im Hinblick auf eine langfristige Nutzung müssen die Nutzhorizonte zusätzlich mächtig und lateral weit ausgedehnt sein. Zu geringe Temperaturen und Fließraten erhöhen das Fündigkeitsrisiko und begrenzen die Zahl möglicher Standorte geothermischer Kraftwerke zur hydrothermalen Stromerzeugung in Deutschland auf das Norddeutsche Becken (Feldrappe et al., 2008), das Molassebecken in Süddeutschland (Homuth et al., 2014) und den Oberrheingraben (Paschen et al., 2003; Stober und Bucher, 2007; Bär, 2008; Stober und Jodocy, 2009; Stober et al., 2009; Bär et al., 2011; Sass und Hoppe, 2011; Aretz et al., 2013; Aretz et al., 2015, Abbildung 1). Zu den hydrothermalen Systemen werden störungsbezogene Systeme gezählt, da Störungen aufgrund ihrer tektonisch zerrütteten Störungszonen eine hohe natürliche Durchlässigkeit aufweisen können (Jung et al., 2002; Schulz et al., 2012).

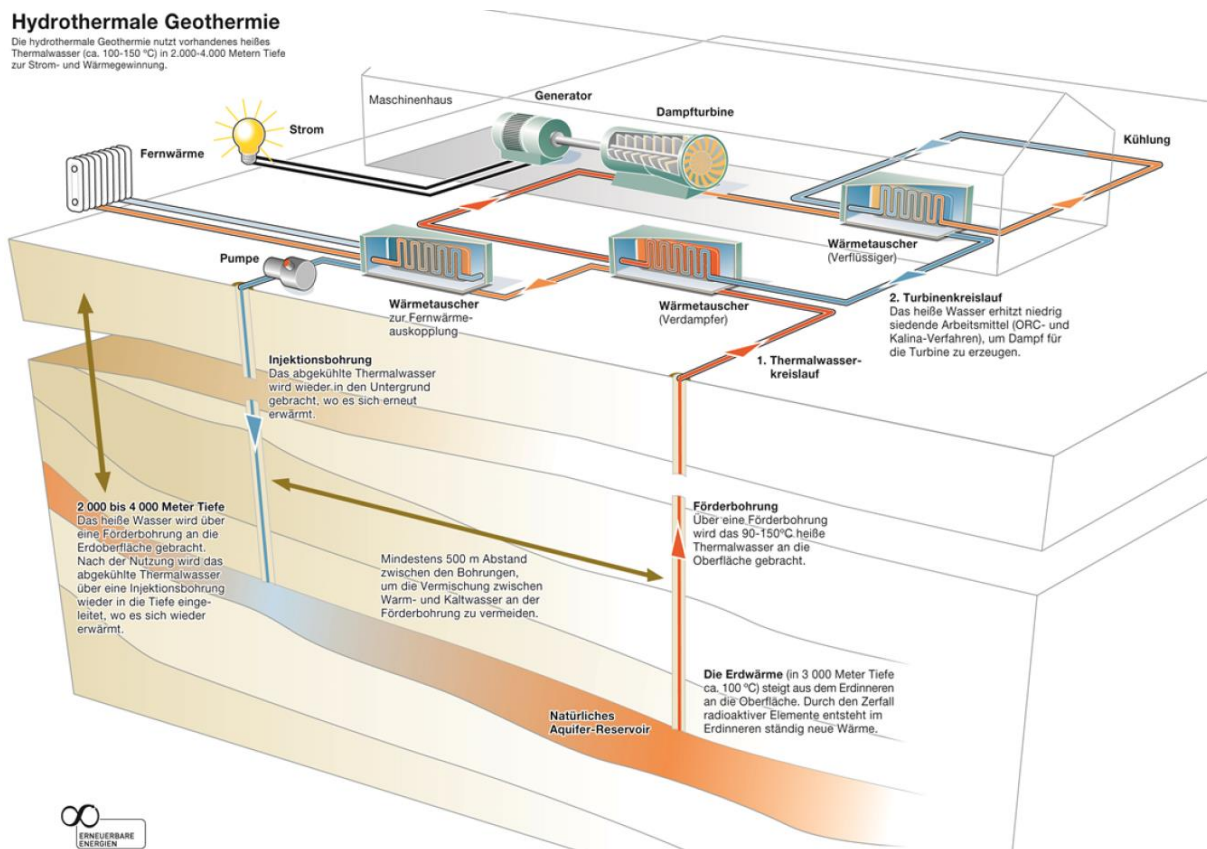


Abbildung 6: Blockbild einer hydrothermalen Dublette mit oberirdischen Kraftwerkskomponenten (Agentur für Erneuerbare Energien, 2014)

Bei der Nutzung hydrothermalen Systeme wird eine Dublette aus Förder- und Injektionsbohrung verwendet (Sulzbacher und Jung, 2010, Abbildung 6). Das geförderte Thermalwasser zirkuliert oberirdig in einem geschlossenen Kreislauf. Bei hochmineralisierten Thermalwässern muss er unter Druck gehalten werden, um die Übersättigung und Ausfällung von Mineralen infolge der Druckentlastung und Temperaturerniedrigung zu verhindern. Die Wärmeenergie des geförderten Thermalwassers wird über Wärmetauscher einem Sekundärkreislauf zugeführt, durch die angeschlossene ORC (Organic Rankine Cycle)-Anlage zu Dampf umgewandelt und über einer Turbine mit

angeschlossenem Generator verstromt (Prinz und Strauß, 2006, Abbildung 7). ORC-Kraftwerke nutzen ein organisches Medium, das bei relativ niedrigen Temperaturen verdampft. Beim Kalina-Verfahren wird Ammoniak und Wasser als Arbeitsfluidgemisch eingesetzt (DiPippo, 2008).

Die dabei entstehende Abwärme wird genutzt, indem sie in das Fern- oder Nahwärmenetz zur Versorgung von Industriebetrieben oder Wohngebieten eingespeist wird. Das erwärmte Tiefenwasser wird anschließend über die Injektionsbohrung in den Aquifer reinjeziert. Gründe für die Reinjektion sind zum einen die großen Wassermengen, die zwecks eines ausgeglichenen Wasserhaushalts wieder genutzt werden sollten, und die hohe Mineralisation und Gasgehalte der Wässer, die aus umwelt- und entsorgungstechnischen Gründen wieder ihrem Herkunftsort zugeleitet werden sollten. Für bis zu 2 km tiefe Reservoirs ist die Reinjektion verpflichtend, da die Volumenentnahme von Reservoirflüiden die Bildung von Hohlräumen und großräumigen Setzungen bis an die Geländeoberfläche nach sich ziehen würde.

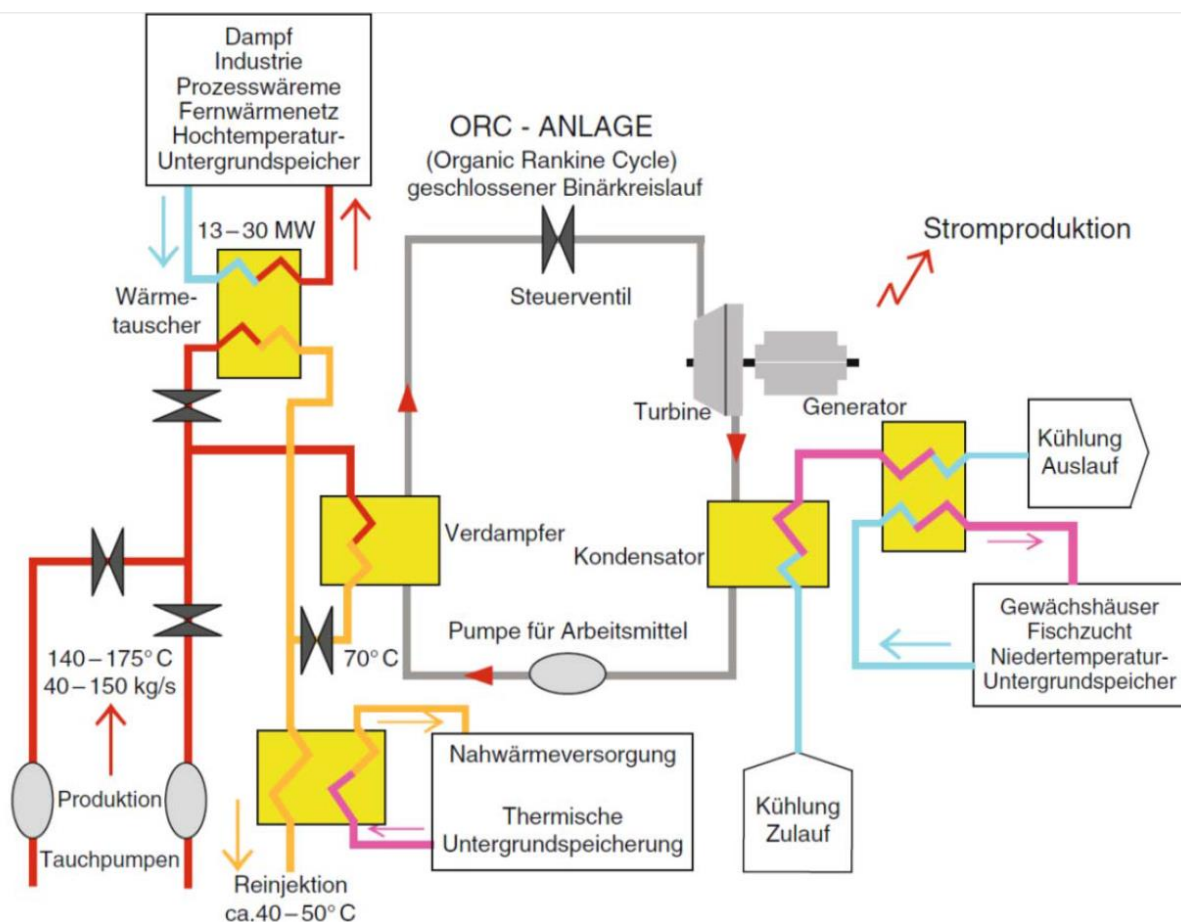


Abbildung 7: Funktion einer ORC-Kraftwerksanlage zur geothermischen Stromerzeugung, VBI-Leitaden (2013)

1.3.2.2 Petrothermale Systeme

In petrothermalen Systemen ist die durchflusswirksame Permeabilität zu gering, als dass Tiefenwasser mit ausreichender Fließrate gefördert werden können (Prinz und Strauß, 2006, Abbildung 5). Um die Permeabilität im Zielhorizont zu erhöhen, wird das EGS- (Enhanced Geothermal System)-Verfahren eingesetzt, bei dem Wasser unter sehr hohem Druck durch die Injektionsbohrung in das Gebirge eingepresst wird und ein künstliches Rissystem erzeugt, das neue Wasserwegsamkeiten schafft oder schon existierende Fließpassagen ausweitet (Prinz und Strauß, 2006; Bußmann und Rüter, 2011a,b). In Regionen mit durchschnittlichen geothermischen Gradienten von $3\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$ sind für die Stromproduktion Teufen von 4.000 bis 7.000 m nötig.

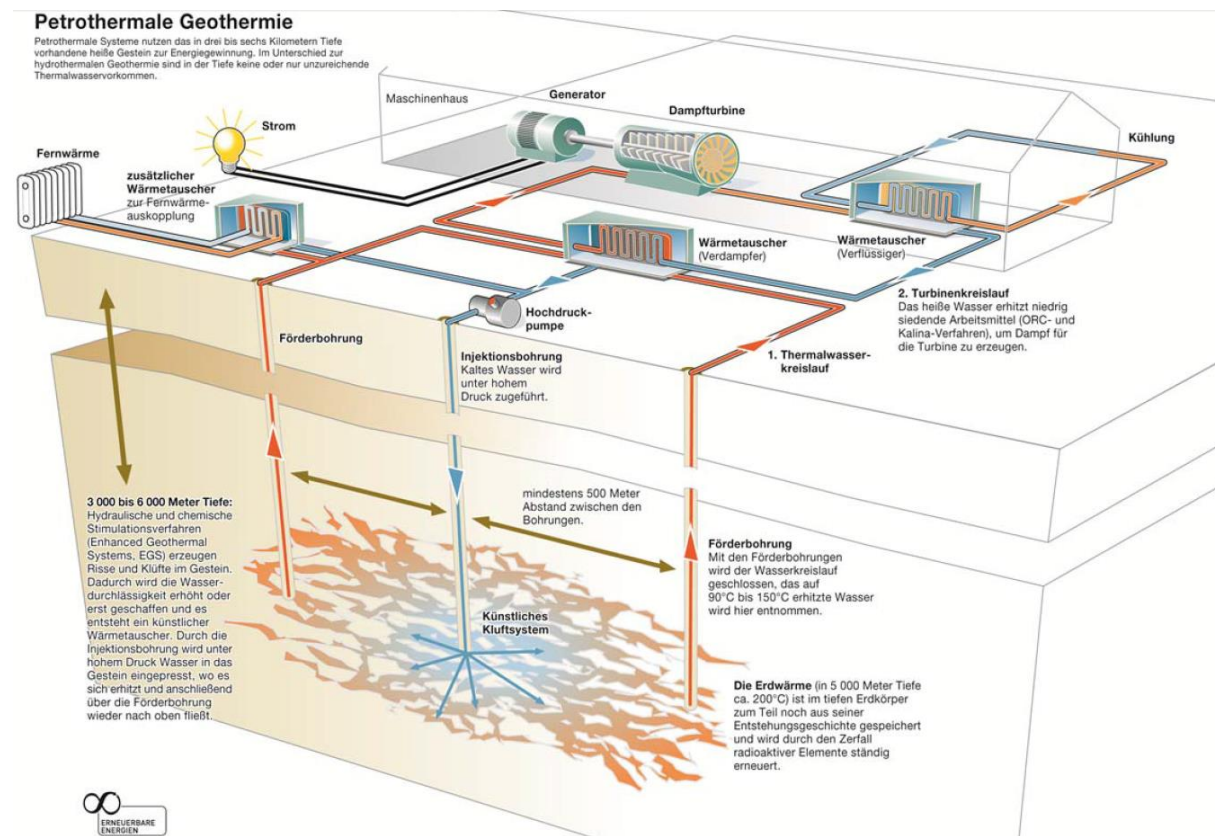


Abbildung 8: Blockbild einer petrothermalen Triplette mit oberirdischen Kraftwerkskomponenten (Agentur für Erneuerbare Energien, 2014)

Das injizierte Oberflächenwasser wird in das künstlich geschaffene Kluftsystem gepumpt, auf über $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ erhitzt und über jeweils eine installierte Tauchpumpe in einer oder mehreren im Abstand von etwa 100 m (Prinz und Strauß, 2006) entfernt liegenden Förderbohrungen nach Übertage gefördert (Abbildung 8). Im Kraftwerk wird die Wärmeenergie über Wärmetauscher einem Sekundärkreislauf zugeführt, zu Dampf umgewandelt und verstromt. Anschließend wird das Tiefenwasser wieder ins Reservoir reinjiziert.

1.3.3 Wirtschaftlichkeit und politische Förderung

Dank des 2000 verabschiedeten und danach mehrfach novellierten Erneuerbaren Energiengesetzes (EEG), das die bevorzugte Einspeisung von Strom aus erneuerbaren Quellen regelt und deren Erzeugern feste Einspeisevergütungen garantiert, ist der Anteil erneuerbarer Energien an der Stromproduktion in Deutschland auf bis zu 25,8 % gestiegen (Erneuerbare-Energien-Gesetz, 2014) und soll bis zum Jahr 2020 auf mindestens 30 % weitersteigen. Unter den erneuerbaren Energien nimmt die Geothermie einen besonderen Stellenwert ein, da sie grundlastfähig ist und über einen schier unerschöpflichen Vorrat verfügt (z. B. Prinz und Strauß, 2006). In Deutschland produzieren im bayerischen Molassebecken, im Oberrheingraben und im Norddeutschen Becken (Abbildung 1) liegende Geothermiekraftwerke aus hydrothermalen Systemen 31,3 MW Strom (Schulz, 2014). Die installierte Wärmeleistung liegt deutschlandweit bei etwa 248,4 MW.

Die Erschließung und Nutzung geothermischer Ressourcen in Deutschland haben sehr von der Aufnahme von geothermischer Stromerzeugung in das EEG profitiert sowie durch die Förderung von Forschungsprojekten durch verschiedene Bundesministerien. Eine Novellierung des EEG zum 1. Januar 2012 sah eine deutliche Erhöhung der Einspeisevergütung aus geothermischer Stromerzeugung vor, die im EEG 2014 fortgeführt wurde (§ 48 EEG 2014). Aufgrund der Vergütung von Kraftwärmekopplung- und Frühstarter-Boni stieg sie von $16 \text{ ct} \cdot \text{kWh}^{-1}$ auf $25,2 \text{ ct} \cdot \text{kWh}^{-1}$. Die Höhe der Vergütungen gilt bis einschließlich 2017, bevor anschließend die Vergütung jährlich um 5 % sinkt. Mit der Inbetriebnahme eines Geothermiekraftwerks bleibt die Höhe der Vergütungen über den Zeitraum von etwa 20 Jahren konstant. Im Rahmen des Marktanreizprogramms des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit werden tiefengeothermische Kraftwerke durch zinsverbilligte Darlehen mit Tilgungszuschüssen von bis zu 80 % der Bohrkosten gefördert, die im Falle der Nichtfündigkeit vom Kreditgeber nicht weiter zurückgezahlt werden müssen. Förderfähig sind die Errichtung der Tiefengeothermieranlage, Realisierung der Förder- und Injektionsbohrung, Reduzierung des Fündigkeitsrisikos und Errichtung von Wärmenetzen.

2 Geologie

2.1 Variszische Orogenese

Die siliziklastischen Gesteine des Permokarbons sind aus dem Detritus des abgetragenen variszischen Gebirges aufgebaut. Die variszische Orogenese begann während des mittleren Paläozoikums vor 420 Ma und resultierte in der Kollision der Großkontinente Gondwana, Laurussia und mehreren Mikrokontinenten mit der Bildung des Superkontinents Pangäa (Franke, 1995; McCann et al., 2006; McCann, 2008; Königshof und Linnemann, 2008). Die Schelfablagerungen des südlichen Kontinentalrandes von Laurussia werden als Rhenoherynykum zusammengefasst (Lorenz, 1976; Lorenz und Nichols, 1984; Anderle, 1987, Abbildung 9). Es besteht aus mächtigen verfalteten klastischen devonischen Arkosen, grauen Phylliten und Schiefern (Hahn, 1990; André, 1991), die sich in mäandrierenden und verflochtenen Flusssystemen und marinen Ingressionen ablagerten (Stets und Schäfer 2002, 2011). Die Schelfablagerungen des nördlichen Kontinentalrandes von Gondwana werden als Saxothuringikum bezeichnet, dessen untere Einheiten aus kambro-ordovizischen Riftablagerungen und oberordovizischen marinen Sedimenten bestehen (McCann, 2008).

Im frühen Karbon machte eine südgerichtete Subduktionszone unter dem Rhenoherynykum den passiven Kontinentalrand zu einem aktiven. Dieser ist durch großräumigen Inselbogen-Plutonismus gekennzeichnet, der zur Bildung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle führte. Sie besteht aus verschiedenen Plutoniten wie Graniten, Granodioriten, Dioriten, Gabbros und Metamorphiten der Amphibolitfazies wie Orthogneiss, Amphiboliten und Glimmerschiefern (Flöttmann und Oncken, 1992; Oncken, 1997). Die Plutonite intrudierten in früh bis mittel-devonische flachmarine siliziklastische und tiefmarine Sedimente. Außerdem bewirkte die Subduktionszone die Kollision der Mikrokontinente Avalonia und Armorica, die zur Schließung des Rheischen Ozeans führte (Zeh und Gerdes, 2010), die eng mit der Bildung der Nördlichen Phyllitzone zusammenhängt. Sie wird als magmatischer Inselbogen ordovizischen bis silurischen Alters interpretiert (Cocks and Fortey, 1982; Oncken et al., 1995), gilt als Zone stärkerer Deformation von bis zu 6 kbar und Metamorphosetemperaturen von bis zu 300 °C (Franke und Oncken, 1990; Klügel, 1997) und besteht aus grünschieferfaziell überprägten Sequenzen des Rhenoherynykums, Metavulkaniten und arc-related Gesteinen (McCann, 2008).

Schließlich führte die südgerichtete Subduktionszone zur Kollision von Gondwana und Laurussia. Der innere Kern der Orogenese ist durch hoch metamorphe Gesteine wie Granulite, Migmatite und Plutonite gekennzeichnet und wird als Moldanubikum bezeichnet (Dallmeyer et al., 1995). Die Gebirgsbildung führte zu einer Hebung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (Oncken, 1997), die anschließend als Liefergebiete für Turbidite an den Südrand des Rhenoherynykums diente (Ricken et al., 2000), deren Ablagerungen mit Detritus aus kaledonischen Quellen zwischenlagerte (Franke, 2000). Mit fortschreitender Subduktion führte die Kollision teilweise zu einer Überschiebung des Saxothuringikums über das Rhenoherynykum, das sich unter amphibolitfaziellen Bedingungen zu einem Vorland-Faltenüberschiebungsgürtel formierte (Okrusch, 1995; Todt et al., 1995; Reischmann und Anthes, 1996; Oncken et al., 1999). An der nördlichen Orogenfront bildete sich im Oberen

Karbon eine Saumsenke aus, in der sich organikreiche Molassesedimente abgelagerten, die als Subvariszikum zusammengefasst werden, und später zur Bildung mächtiger Kohlevorkommen führten.

Das Rhenoherynikum erstreckt sich von Cornwall in Großbritannien im NW über das Rheinische Schiefergebirge, den Harz und die Ardennen bis nach Süd-Portugal (McCann, 2008, Abbildung 9). Das Saxothuringikum, dem die Mitteldeutsche Kristallinschwellen zugerechnet wird, zu der der Odenwald (Nickel, 1985; Stein et al., 2001, Stein, 2001a,b; Sommer und Katzung, 2006) und der Spessart gehören, erstreckt sich von den nördlichen Vogesen, über den Schwarzwald, das Thüringisch-Sächsische Schiefergebirge und das Fichtelgebirge bis zum Erzgebirge. Das Moldanubikum umfasst das Zentralmassiv, die südlichen Vogesen, den Schwarzwald und das Böhmisches Massiv (McCann, 2008). Das Subvariszikum erstreckt sich von Südengland nach Belgien, Frankreich, über das Ruhrgebiet nach Oberschlesien. Die Grenze zwischen Moldanubikum und Saxothuringikum markiert die SSW-NNE streichende Lubine-Lalaye-Störungszone in den Vogesen. Sie trennt kambrisch-ordovizische Schiefer und früh-kambrische schwach metamorphe Gesteine des Saxothuringikums von hoch metamorphen und plutonischen Gesteinen des Moldanubikums. Die Grenze zwischen dem Saxothuringikum und dem Rhenoherynikum ist die NW-SE streichende Hunsrück-Südrand-Störung (z. B. Stollhofen, 1994b; Müller, 1996).

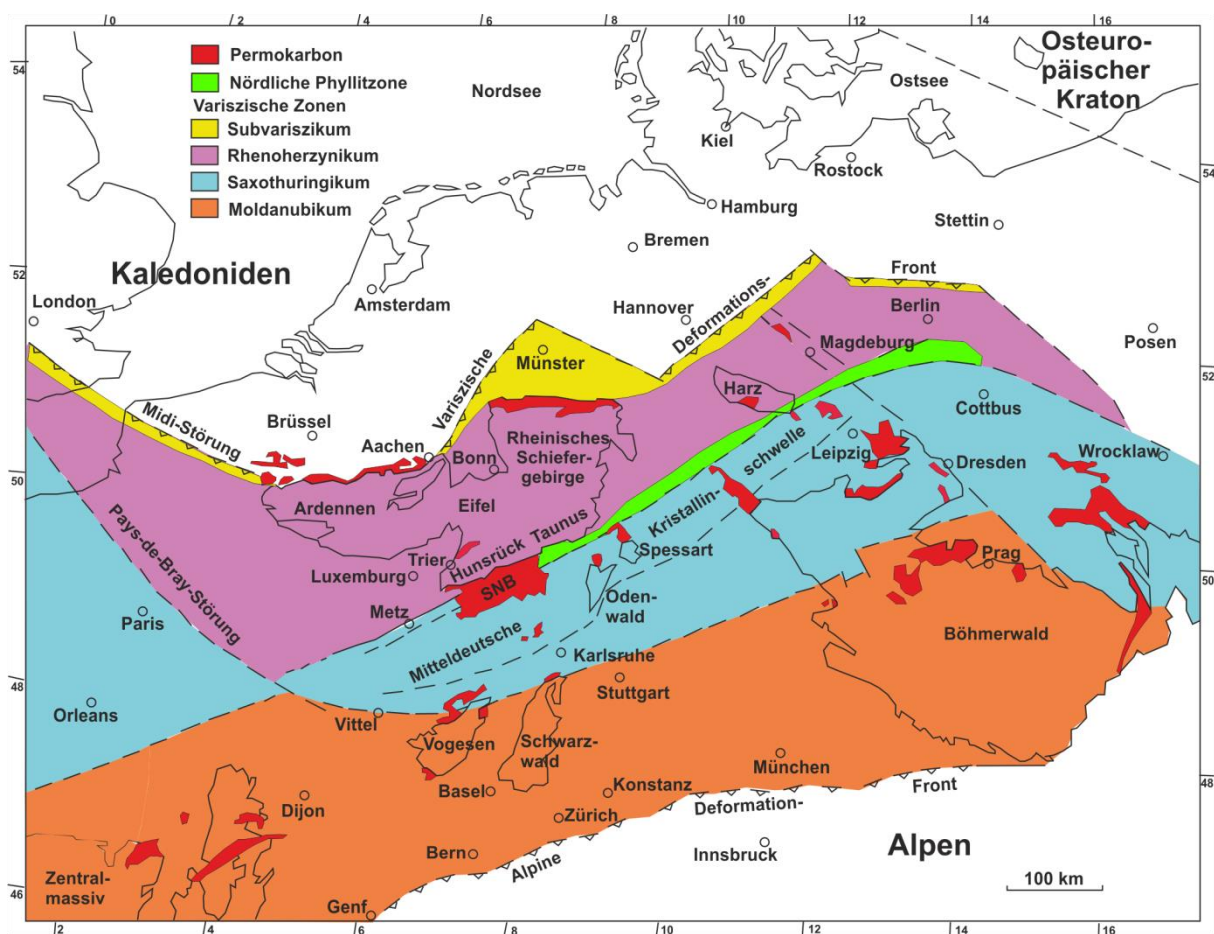


Abbildung 9: Geologische Karte des variszischen Orogens in Mitteleuropa mit dem Moldanubikum, Saxothuringikum, Rhenoherynikum und Subvariszikum (Kossmat, 1927; Franke, 1989) und Lage der aus der Abtragung der Varisziden hervorgegangenen Permokarbonbecken (in rot). SNB = Saar-Nahe-Becken, nach Schäfer (2011)

2.2 Paläogeographie des Permokarbons

Die aus der Erosion und Abtragung des variszischen Orogens hervor gegangenen Sedimente werden als Rotliegend bzw. Permokarbon bezeichnet (Strack, 1978; Seemann, 1979, 1982; Haneke et al., 1979; Schäfer, 1980, 1986, 1989, 2005, 2011; Henk, 1991, 1992, 1993 a,b; Stollhofen, 1991, 1994a,b, 1998). Nördlich des Variszikums kam es zur Ausbildung des etwa 1500 km · 300 km großen Südlichen Permbeckens (Abbildung 10), zu dem das Norddeutsche Becken zählt (Bachmann und Grosse, 1989; Bachmann und Hoffmann, 1995; Plein et al., 1995) und dessen Rotliegendvorkommen als Erdöl- (Boigk, 1981) und Gaslagerstätten dienen (Seemann, 1982; Bandlowa, 1990; Kayser, 2006) sowie zur geothermischen Stromerzeugung (Feldrappe et al., 2008) und CO₂-Sequestrierung genutzt werden (Beyer, 2010; Waldmann, 2011; Kohlhepp, 2013). Das Gasfeld Groningen in den Niederlanden ist mit einer täglichen Produktionsrate von $93 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ das größte Gasfeld Europas und das zehntgrößte der Welt.

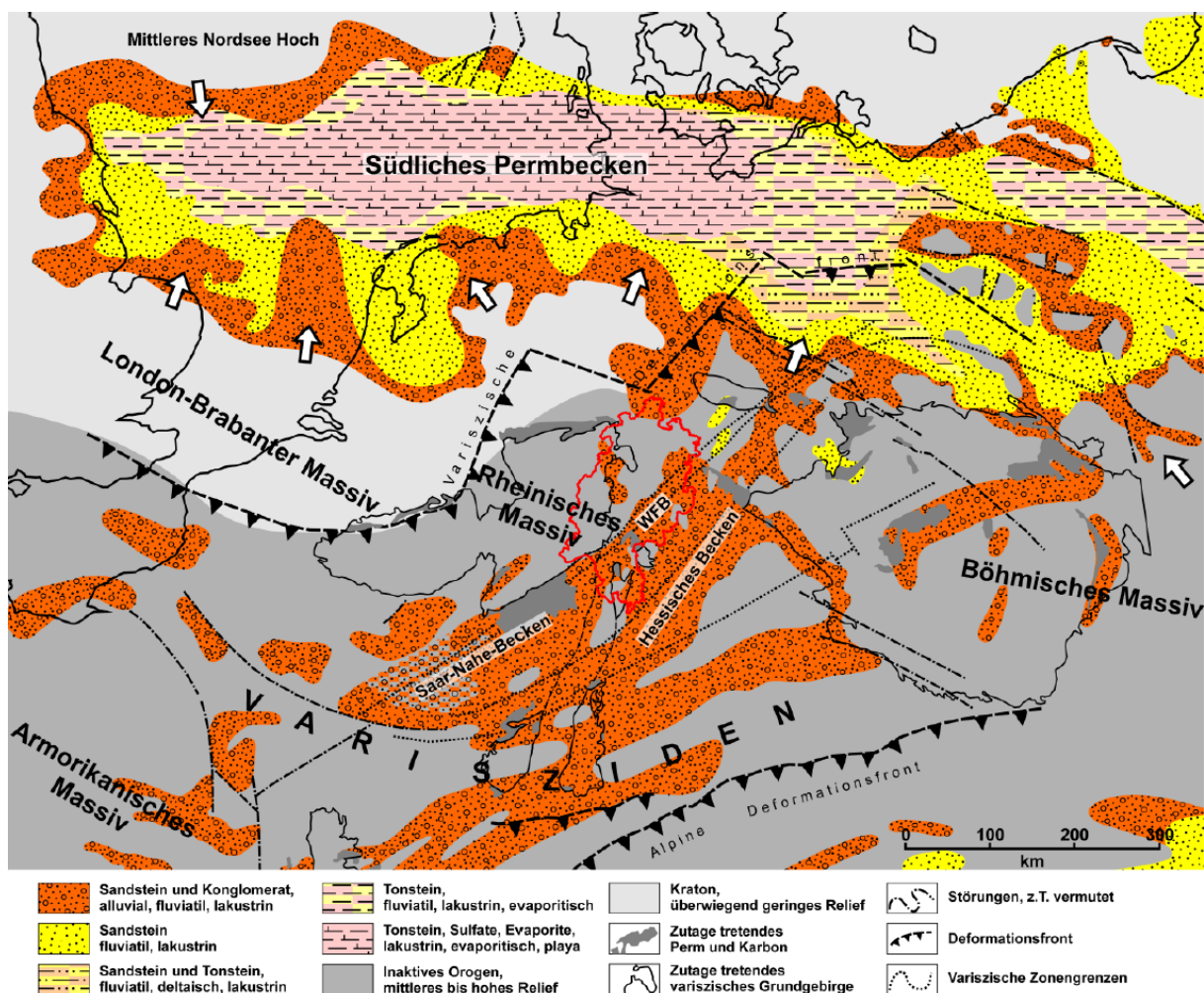


Abbildung 10: Paläogeographische Karte des Permokarbons innerhalb der Varisziden und nördlich davon im Südlichen Permbecken mit Angabe der Lithofaziestypen und Ablagerungsbedingungen, verändert nach Ziegler (1990) und Schäfer (2011).

Innerhalb der Varisziden war die spätvariszische Entwicklung geprägt von einem orogenen Gravitationskollaps (Henk, 1997) und einer dextralen Verschiebung des nördlichen Afrika relativ zu Europa (Menard und Molnar, 1988; Eisbacher et al., 1989; Henk, 1992). Diese Prozesse bewirkten eine Rotation des Spannungsfeldes von NW-SE nach W-E und die Ausbildung einer weiträumigen Riftphase, die eine Krustenextension von bis zu 35 % und die Bildung von etwa 70 intramontanen Molassebecken bewirkte (Henk, 1993a, Abbildung 9), von denen das Saar-Nahe-Becken mit einer Ausdehnung von 100 · 30 km das größte und einer kumulativen Mächtigkeit von bis zu 8 km das mächtigste ist (Stollhofen, 1994a,b, 1998; Schäfer, 1980, 1989, 2005, 2011; Müller, 1996; Hertle, 2003).

2.3 Saar-Nahe-Becken

Das Saar-Nahe-Becken wird im Norden von der Hunsrück-Südrand-Störung, im Südosten von der Pays-de-Bray-Störungszone, im Süden von der Baden-Baden- und Lubine-Lalaye-Störungszone und im Osten vom Mainzer Becken begrenzt (Stollhofen, 1994a; Müller, 1996; Schäfer, 2011; Hertle, 2003, Abbildung 2a). Die Entwicklungsgeschichte und Beckenfüllung des Saar-Nahe-Beckens ist eng mit einer Riftphase verbunden (Henk, 1993a), die vom Namur im mittleren Karbon bis ins frühe Perm andauerte (Abbildung 11). Die permokarbonischen Ablagerungen können zeitlich daher in eine Prä-, Syn- und Post-Riftphase unterteilt werden (Harland et al., 1982; Lippolt et al., 1986). Die Syn-Riftphase wird von Stollhofen (1998) noch einmal in eine vorvulkanische und vulkanische Phase unterteilt. Die Beckenfüllung umfasst Sedimente aus dem Stefan, das dem mittleren Karbon zugeordnet wird (Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002), und dem Permokarbon. Das Permokarbon lässt sich unterteilen in die Glan-Subgruppe (Unteres Permokarbon), die aus den Kusel-, Lebach- und Tholey-Schichten besteht, und die Nahe-Subgruppe (Ober-Permokarbon) (z. B. Schäfer, 2005, Abbildung 13).

2.3.1 Prä-Riftphase

Ablagerungen der Prä-Riftphase (älter als 315 Ma) sind mitteldevonische und oberdevonische bis unterkarbonische nicht metamorphe Siliziklastika (Kneuper, 1976). Die jüngste Einheit bildet ein schwarzgrauer Tonstein aus dem Viseum (Paproth, 1976).

2.3.2 Vorvulkanische Syn-Riftphase

In der vorvulkanischen Syn-Riftphase (315 bis 286 Ma) wurden vom Westfal im mittleren Karbon bis zur Thallichtenberg-Formation am Top der Glan-Subgruppe Sedimente mit einer Mächtigkeit von 3.800 bis 4.700 m abgelagert (Stollhofen, 1998, Abbildung 11a,b). Sie bestehen aus grauen lakustrinen Tonsteinen, feinkörnigen Sandsteinen und sandreichen fluviatil-deltaischen Einschaltungen. Untergeordnet kommen fluviatile Konglomerate, Kalksteine und Kohlen vor (Schäfer, 1986). Im Allgemeinen sind die Lithologien in einer Upwards-coarsening-Sequenz und flacheren Zyklen ausgebildet, die einen schrittweisen Übergang von küstenentfernten lakustrinen Tonsteinen über Delta-Front-Sandsteine zu grobkörnigen kreuzgeschichteten mäandrierend-fluviatilen Sandsteinen anzeigen (Schäfer und Sneh, 1983). Die intrabasale Faziesausbildung lässt auf eine mehrmalige Progradation von Deltas und einen hauptsächlichen Sedimenteintrag vom südlichen Teil des

Beckens schließen (Stollhofen, 1998). Typisch für den klassischen Zyklus einer Faziesentwicklung in Riftphasen vieler anderer Becken (Lambiase, 1990) entwickelten sich die Ablagerungsbedingungen im Saar-Nahe-Becken von fluviatil über lakustrin, deltaisch wieder zurück zu fluviatil (Henk, 1993b). Die Systematik basiert auf der Wechselwirkung zwischen Beckengröße, Sedimentzufuhr und Akkomodationsraum während der Extension der Lithosphäre (Schlische und Olsen, 1990).

Mit einem ins Namur eingestuften polymikten Basiskonglomerat begann die Sedimentation der vorvulkanischen Syn-Riftphase (Paproth, 1976). Geringmächtige Ablagerungen der nächst jüngeren Zeitabschnitte lassen darauf schließen, dass eine signifikante Beckenfüllung erst zum Ende des Westfals (315 bis 305 Ma) im mittleren Karbon begann (Paproth, 1976; Henk, 1993b). Die Sedimentation des Westfals zeichnet sich durch fluviatil-deltaische Ablagerungen mit dazwischen geschalteten Kohleflözen und Kohletonsteinen aus (Henk, 1993b). Paläoströmungen und Mineralzusammensetzungen weisen auf einen Transport von NW aus dem Hunsrück hin (Schäfer, 1986). Das Depotzentrum im Saar-Nahe-Becken lag südöstlich des Saarbrücker Hauptsattels. Mit Beginn des Stefans (305 bis 300 Ma) fand der Sedimenttransport vorwiegend aus südlicher Richtung statt. Die Reaktivierung der Hunsrück-Südrand-Störung führte zur Ausbildung einer Halbgrabenstruktur (Leeder und Gawthorpe, 1987) des Saar-Nahe-Beckens, dessen Depozentrum sich stetig der variszischen Streichrichtung folgend nach NE bewegte und eine Ausbreitung mittelkarbonischer Sedimente bis in den heutigen nördlichen Oberrheingraben bewirkte (Müller, 1996, Abbildung 11a).

Mit Beginn der permokarbonischen Ablagerungen ging eine Hebung des Saxothuringikums und Moldanubikums einher, die die Subsidenz an der Hunsrück-Taunus-Störung noch einmal verstärkte (Müller, 1996) und zur Ablagerung der Kusel-, Lebach- und Tholey-Schichten (300 bis 290 Ma) führte. Als Konsequenz bewegte sich das Depozentrum des Beckens weiter nach NE und erreichte die Hessische Senke (Abbildung 11b).

2.3.2.1 Kusel-Schichten

Während der Ablagerung der Kusel-Schichten (300 bis 296 Ma), die die Basis der permokarbonischen Ablagerungen sind (Abbildung 12), stellten mäandrierende Flusssysteme die dominanten Ablagerungsbedingungen dar (Müller, 1996; Schäfer, 2011, Abbildung 13). Die basale Remigiusberg-Formation weist Mächtigkeiten zwischen 60 m und 110 m auf, die nach Südwesten hin zunehmen (Boy, 2005). Während mäandrierende Flusssysteme und Überflutungsebenen die Ablagerungen teils konglomeratischer Sandsteine bewirkten, führten kurzlebige Seen zur Ablagerung von roten und grauen Ton- und Siltsteinen, in denen vereinzelt Kalksteinbänke und dunkelgraue Pelite zwischengeschaltet waren. Anschließend führten lakustrine Sedimentationsbedingungen zur Ablagerung von grauen und roten Ton-, Silt- und Feinsandsteinen sowie Kalksteinbänken und Kohleflözen (Schäfer und Stamm, 1989; Stapf, 1990, 1997; Schäfer et al., 1990), aus denen mit einer Mächtigkeit von etwa 90 m die Altenglan-Formation aufgebaut ist (Boy, 2005).

Der Wechsel zurück zu mäandrierenden Flusssystemen führte zur Ablagerung von grobsandigen, meist konglomeratischen Sedimenten mit zwischengeschalteten Ton-, Silt- und Feinsandsteinen (Boy, 2005) der etwa 100 m bis 220 m mächtigen Wahnwegen-Formation (Boy, 1989). Der Wechsel hin zu lakustrinen und deltaischen Ablagerungsbedingungen kennzeichnet die Quirnbach-Formation, unter denen sich mit einer Mächtigkeit von 100 m bis 350 m graue Feinsand- und Siltsteine mit zwischengeschalteten bituminösen Tonsteinen und Karbonatbänken abgelagerten (Boy, 1989, 2005). Anschließend führte die Ausbildung eines verzweigten Flusssystems zur Bildung eines Konglomerats, der als Feistkonglomerat als Marker-Horizont für das gesamte Saar-Nahe-Becken dient und die Basis der etwa 200 m mächtigen Lauterecken-Formation markiert. Lakustrin-deltaische Bedingungen führten anschließend zur Ablagerung von grauen Sand-, Silt- und teils bituminösen Tonsteinhorizonten, Karbonatbänken und Kohleflözen (Boy, 2005).

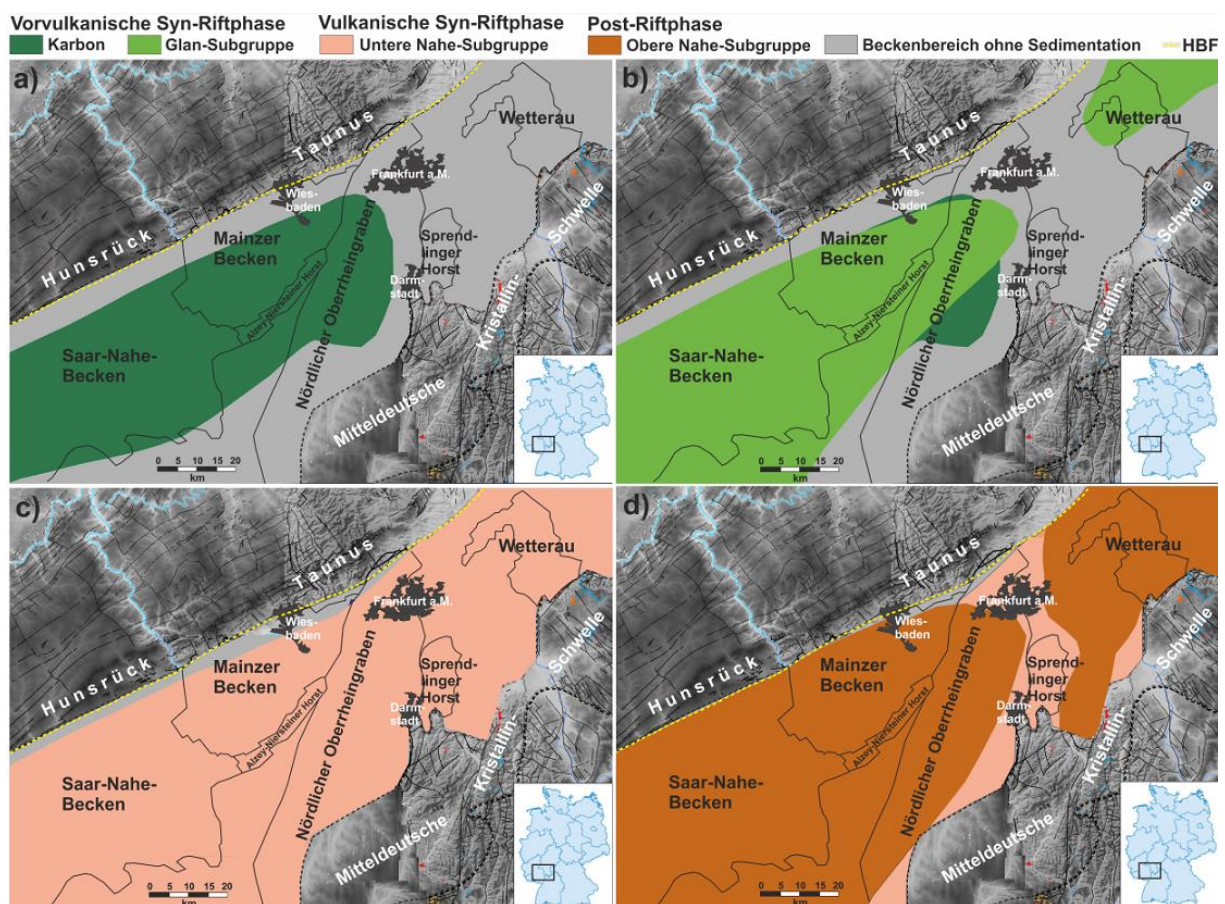


Abbildung 11: Aufsicht auf die Ausdehnung der Ablagerungsräume nach a) dem Karbon (Stefan und Westfal), b) der Glan-Subgruppe, c) der Unteren Nahe-Subgruppe (Donnersberg-Formation und Äquivalente) und d) der Oberen Nahe-Subgruppe (post-Donnersberg-Formation), nach Müller (1996) mit im Hintergrund angegebenen heutigen geologischen Gebieten

2.3.2.2 Lebach-Schichten

Während der Ablagerung der Lebach-Schichten (296 bis 292 Ma) änderten sich die fluviatilen Ablagerungsbedingungen von mäandrierenden zu deltaischen und verflochtenen Systemen als Folge einer Kompression des Beckens und einem höheren Relief der

Liefergebiete (Schäfer, 1980). Unter fluviatil-lakustrinen Ablagerungsbedingungen lagerten sich bis zu 600 m mächtige Abfolgen von Sandstein- und Seesediment-Horizonten ab, die als Jeckenbach-Formation zusammengefasst werden (Boy, 2005). Der Wechsel hin zu fluviatil-deltaischen Bedingungen führte zur Ablagerung von Feinsand- und Siltsteinen, Schwarzpeliten und eingeschalteten geringmächtigen Kalkstein- und Aschetuffhorizonten, die mit einer Mächtigkeit von etwa 130 m die Odernheim-Formation ausbilden (Boy, 2005). Die Jeckenbach- und Odernheim-Formation werden als Meisenheim-Formation zusammengefasst. Anschließend führten propagierende Deltas zu fluviatil-limnisch/deltaischen Ablagerungsbedingungen, unter denen sich in der Disibodenberg-Formation etwa 200 m mächtige wechselfolgende Silt- und Feinsandsteine mit vereinzelt Schwarzpeliten ablagerten (Boy, 2005).

2.3.2.3 Tholey-Schichten

Während der Ablagerung der Tholey-Schichten (292 bis 290 Ma) führte eine Verflachung des Beckens zurück zur Ausbildung fluviatiler mäandrierender Flusssysteme. Sie verließen die variszisch orientierte Beckenachse und transportierten grobkörnige Sedimente von den Vogesen ins Becken (Schäfer, 2005). Unter trocken-warmen Klimabedingungen führte die Ausbildung von Rinnen mäandrierender Flusssysteme zur Ablagerung roter bis grauroter, grobsandiger und konglomeratischer Arkosen der Oberkirchen-Formation (Boy, 2005). Untergeordnet sind rote Feinsandsteine und graue Silt- und Tonsteine eingeschaltet. Anschließend bildeten Überflutungsebenen den Ablagerungsraum für grobkörnige Sedimente (Konrad, 1965, 1969), graue und rote Feinsandsteine, Silt- und Tonsteine, die die etwa 260 m mächtige Thallichtenberg-Formation bilden.

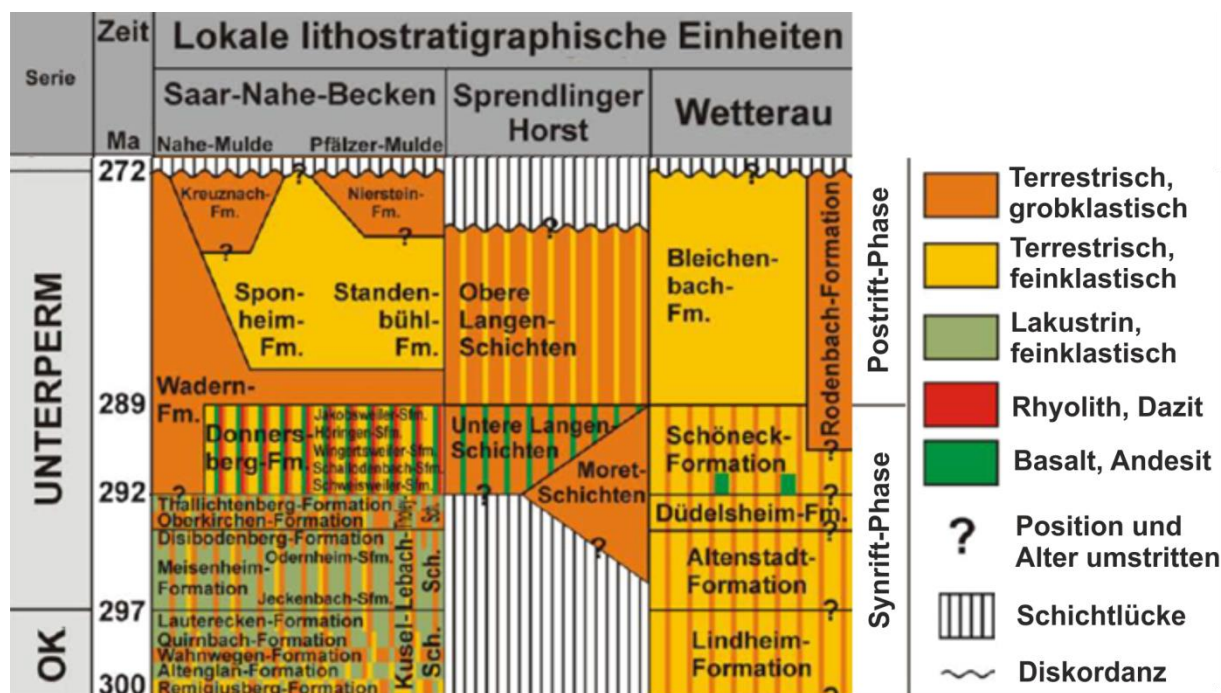


Abbildung 12: Schematische stratigraphische und fazielle Gliederung und Korrelation des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken, Spredlinger Horst und in der Wetterau. Chronostratigraphie nach Deutsche Stratigraphische Kommission (2002), Alter nach Menning et al. (2005) und Schäfer (2005). Saar-Nahe-Becken nach Schäfer (2005), Spredlinger Horst nach Marell (1989) und Müller (1996), Wetterau nach Kowalczyk (1983, 2001). OK = Oberkarbon

2.3.3 Vulkanische Syn-Riftphase

In der vulkanischen Syn-Riftphase (290 bis 286 Ma) wurden im Saar-Nahe-Becken kumulativ Sedimente und Vulkanite mit einer Mächtigkeit von bis zu 3.500 m abgelagert (Boy, 2005, Abbildung 11c). Die Beckenverflachung stand bereits eng in Verbindung mit dem anschließenden beckeninternen Vulkanismus, der durch magmatisches Underplating, eine NW-SE orientierte Kompression des Rhenoharzynikums und eine geringe Faltung des Saar-Nahe-Beckens hervorgerufen wurde (Stollhofen, 1994a,b). Kennzeichnend sind mächtige vulkanische Ablagerungen sowie fluviatile und alluviale Ablagerungsbedingungen und anschließend unter trocken-aridem Klima Playa-artige Sedimentationsbedingungen (Stollhofen, 1991).

2.3.3.1 Donnersberg-Formation

Der Vulkanismus führte zu weiträumigen Ablagerungen basaltischer und andesitischer Lavaflüsse, Tuffe sowie von pyroklastischem Auswurfmaterial im Saar-Nahe-Becken (Stollhofen, 1994a, Lausberg et al., 2003). Die pyroklastischen Schichten sind bis zu 40 m mächtig und erstrecken sich über Längen von über 100 km. Während der eruptiven Phasen wurde die Sedimentation von intrabasinalen Quellen in Form von Laharen, Schlammströmen und weiträumigen pyroklastisch-siliziklastischen Ablagerungen kontrolliert. In Phasen vulkanischer Ruhe setzte erneut eine siliziklastische Sedimentation unter fluviatilen und alluvialen Ablagerungsbedingungen ein (Stollhofen und Stranistreet, 1994), die mit den Vogesen, dem Odenwald und Spessart von außerbasinalen Quellen gespeist wurde (Stollhofen, 1994b). Die vulkano-siliziklastische Abfolge ist bis zu 1.100 m mächtig und wird als Donnersberg-Formation zusammengefasst (Stollhofen, 1994a; Haneke et al., 1979).

Die basale Einheit der Donnersberg-Formation bildet eine Arkose mit unverwitterten Feldspäten (Konrad, 1965; Schäfer, 1965). Im Hangenden schließt sich der Tuffhorizont RT1 an, der von massiven tholeiitischen Laven der Lavaserie 1 überlagert wird. Die Mächtigkeiten der Lavaserie 1 schwanken zwischen wenigen 10er m und mehreren 100 m (Haneke, 2009). Die Laven der Lavaserie 1 sind olivin-basaltischer, basaltisch-andesitischer, andesitischer und dazitischer Zusammensetzung (Stollhofen, 1994a). Mit einer Mächtigkeit von 160 m schließen sich im Hangenden wechsellagernde Schichten von roten Ton-, Silt- und Sandsteinen, Arkosen, Konglomeraten und Karbonaten an. Gleichzeitig kam es zur Intrusion von Rhyolith-Domen, die zur Ausbildung des heutigen Donnersbergs und Kuhkopfes führte (Haneke, 1987). Zwischen den Tuffhorizonten RT20, RT2 und RT2a, die von Stollhofen (1994a) als Tuffserie 2 zusammengefasst werden, liegen basaltisch-andesitische Laven des Olsbrücker Lagers vor. Der bis zu 45 m mächtige Tuffhorizont RT 3 ist von Olsbrücken bis Kirchheimbolanden aufgeschlossen (Haneke et al., 1979). Im Hangenden steht die Lavaserie 2 an. Sie besteht aus basaltisch-andesitischen Flutbasalten und ist mehrere 10er m mächtig. Die Lavaserie 2 wird von den Tuffhorizonten RT5 und 6 überlagert.

2.3.3.2 Wadern-Formation

Anschließend führte eine erhöhte Subsidenz an der Hunsrück-Südrand-Störung noch einmal zu einer Bewegung des Depozentrums nach NE (Schäfer, 1989; Marell, 1989) und zur Ausbildung konglomerat- und brekzienreicher alluvialer Schwemmfächersedimente (Stapf,

1982; Stollhofen, 2007), deren Grobklastika aus dem Rheinischen Schiefergebirge stammen. Die Schuttfächer, die als Wadern-Formation zusammengefasst werden, reichen zum Teil bis zu 14 km in das Becken hinein und verzahnen sich mit anderen Formationen der Nahe-Subgruppe, sind räumlich aber überwiegend auf den Nordwestrand des Saar-Nahe-Beckens sowie den westlichen Oberrheingrabenrand begrenzt (Boy, 2005).

2.3.1 Post-Riftphase

In der Post-Riftphase (286 bis 256 Ma) war die Sedimentation nicht mehr tektonisch kontrolliert, sondern durch thermische Subsidenz (Abbildung 11d). Als Folge überschritt die Sedimentation die tektonischen Grenzen und bedeckte Teile des Hunsrücks und südlicher Liefergebiete (Stollhofen, 1998). Zudem war das Subsidenzmaximum nicht mehr an die Hunsrück-Südrand-Störung gebunden, sondern lag im Bereich der Pfälzer und Zweibrücker Mulde südlich davon (Henk, 1993a). Die Mächtigkeit von in der Post-Riftphase abgelagerten Sedimenten beträgt kumulativ 1.500 m (Stapf, 1982).

2.3.1.1 Standenbühl- und Sponheim-Formation

Sand- sowie Schlammeebenen und Wetsandflat-Bedingungen zeugten von dem neuen tektonischen Regime im Saar-Nahe-Becken und führten zur Ablagerung von roten Sand-, Silt- und Tonsteinen (Boy, 2005). Im Bereich der Nahe-Mulde bildet diese Schichtenfolge die etwa 300 m mächtige Sponheim-Formation und in der Pfälzer Mulde die bis zu 1.500 m mächtige Standenbühl-Formation (Lorenz und Haneke, 1981; Stapf, 1982).

2.3.1.2 Kreuznach-Formation

Äolische Ablagerungsbedingungen führten zur Ablagerung roter, gut sortierter Sandsteine mit bis zu mehreren Metern langen Schrägschichtungsstrukturen (Boy, 2005; Becker et al., 2012), die mit einer Mächtigkeit von etwa 260 m die Kreuznach-Formation bilden (Strack, 1978).

2.3.1.3 Nierstein-Formation

Infolge eines Klimawandels zu noch arideren Bedingungen (Roscher und Schneider, 2006) herrschten in einer flachen Beckengeometrie Playabedingungen vor (Marell, 1989), unter denen sich rote Feinsand-, Silt-, und Tonsteine und untergeordnet Konglomerat- und Karbonatbänke ablagerten (Boy, 2005; Schwarz et al. 2011). Diese Sedimentfolge bildet die bis zu 770 m mächtige Nierstein-Formation, die vom Rest der Ablagerungen der Nahe-Subgruppe isoliert im Raum Nierstein am Rhein auftritt (Behnke et al., 1978) und mit der Schichtenfolge der Standenbühl-Formation korreliert werden kann. Im obersten Abschnitt befinden sich äolisch abgelagerte Gesteine, die mit Bereichen der Kreuznach-Formation parallelisiert werden können (Boy, 2005, Abbildung 12).



2.4 Sprendlinger Horst

Der Sprendlinger Horst (Abbildung 2a) wird im Westen vom östlichen Oberrheingrabenrand, im Süden vom kristallinen Odenwald und im Osten vom Gersprenzgraben sowie im Norden von einer WSW-ENE verlaufenden Störung begrenzt (Marell, 1989). In der vulkanischen Syn-Riftphase weitete sich das Ablagerungsgebiet auf den Sprendlinger Horst aus (Marell, 1989; Abbildung 11c), auf dem das Permokarbon, das aus den kumulativ bis zu 250 m mächtigen Moret-, Langen-, sowie Roßdorf- und Dieburg-Schichten besteht, auf einer Fläche von 140 km² aufgeschlossen ist (Marell, 1989).

2.4.1.1 Moret-Schichten

Schutt- und Schwemmfächer am schwellenrandnahen Teil des Sprendlinger Horsts bilden die Moret-Schichten (Marell, 1989). Während der untere Abschnitt aus Brekzien und Konglomeraten mit geringmächtigen Karbonathorizonten und pyroklastischen Lagen besteht, zeichnet sich der obere Abschnitt aus mittel- bis grobkörnigen Arkosen und Konglomeraten aus.

2.4.1.2 Langen-Schichten

Unter fluviatilen Bedingungen lagerten sich rote mittel- bis grobklastische Sedimente der etwa 120 bis 130 m mächtigen Langen-Schichten ab, die die beckenwärtige Einheit im Sprendlinger Horst darstellen (Marell, 1989). Unter verflochtenen Ablagerungsbedingungen kam es zunächst zur Ablagerung von Konglomeraten und Grobsandsteinen, die den unteren Abschnitt der Langen-Schichten markieren. Der Wechsel hin zu mäandrierenden Bedingungen bewirkte die Ablagerung von zunehmenden Mittelsand-, Feinsand- und Siltsteinen und fein- bis mittelkörnigen Sedimenten, die den oberen Abschnitt der Langen-Schichten bilden. Im Gegensatz zu den Moret-Schichten sind die Konglomerate dieser Einheit melaphyrgeröllführend. Der untere Bereich der Langen-Schichten kann dadurch mit der Donnersberg-Formation aus dem Saar-Nahe-Becken korreliert werden (Marell, 1989, Abbildung 12).

2.4.1.3 Roßdorf-Schichten und Dieburg-Schichten

Im südöstlichen Teil des Sprendlinger Horsts ist das Permokarbon in die Roßdorf- und Dieburg-Schichten untergliedert (Marell, 1989). Die Roßdorf-Schichten, die als laterale Vertretung zum unteren Abschnitt der Langen-Schichten angesehen werden, wurden in einem distalen Fächer-Bereich abgelagert und bestehen aus Grobsandsteinen, Konglomeraten und Brekzien. Die Dieburg-Schichten, die stratigraphisch oberhalb der Langen-Schichten liegen, wurden unter Playa-Bedingungen abgelagert und bestehen aus Ton-, Silt- und Feinsandsteinen (Marell, 1989).

2.5 Wetterau

Die Wetterau (Abbildung 2a) liegt östlich von Frankfurt und wird im Norden vom Vogelsberg und im Süden vom kristallinen Spessart begrenzt. Das Permokarbon in der Wetterau wird in drei Einheiten unterteilt (Kowalczyk et al., 1978; Kowalczyk, 1983). Während Einheit 1 aus Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen besteht, kennzeichnet die überlagernde Einheit 2 eine braunrote Färbung und die Führung von Basalten. Die stratigraphisch darüber liegende Einheit 3 ist aus roten Feinklastika aufgebaut.

2.5.1 Lindheim-Schichten

Schwemmfächer und Schuttströme führten zur Ablagerung von phyllitführenden Konglomeraten. Die Ausbildung mäandrierender Flusssysteme bewirkte anschließend die Ablagerung von zunächst Sand- und Siltsteinen mit dazwischengeschalteter organischer Substanz und anschließend braunroten Silt- und Tonsteinen und basischen Vulkaniten. Die etwa 230 m mächtigen Lindheim-Schichten weisen eine Fining-upwards-Sequenz auf und werden mit Einheiten oberhalb der Kusel-Schichten im Saar-Nahe-Becken korreliert und der vorvulkanischen Syn-Riftphase zugeordnet (Marell, 1989).

2.5.2 Altenstadt-, Düdelsheim- und Schöneck-Schichten

In einem limnisch-fluviatilen Ablagerungsmilieu lagerten sich Konglomerate, Sand- und Siltsteine in einem Fining-upwards-Zyklus ab, die die etwa 180 m mächtigen Altenstadt-Schichten bildete. Anschließend sorgten limnische Ablagerungsbedingungen für die Ablagerung von Ton-, Silt- und Sandsteinen mit zwischengeschalteten Konglomeratbänken, aus denen die 100 m bis 200 m mächtige Düdelsheim-Formation zusammengesetzt ist, die der Nahe-Subgruppe des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken zugeordnet werden. Anschließend führten fluviatile Ablagerungsbedingungen (Marell und Kowalczyk, 1986) zur Ablagerung von Konglomeraten, Grob- und Feinsandsteinen sowie Silt- und Tonsteinen, die die 150 bis 250 m mächtigen Schöneck-Schichten bilden, die wie die Altenstadt-Schichten eine Fining-upwards-Sequenz aufweisen (Kowalczyk, 1983). Schöneck- und Altenstadt-Schichten werden der vulkanischen Syn-Riftphase zugeordnet.

2.5.3 Bleichenbach- Schichten und Rodenbach-Schichten

Unter Playa-Bedingungen lagerten sich vorwiegend Ton-, Silt- und Feinsandsteine mit eingeschalteten Grobsandsteinen und dolomitischen Mergeln ab, die die etwa 300 m mächtigen Bleichenbach-Schichten bilden (Kowalczyk, 1983). Am östlichen Rand der Wetterau ist eine etwa 45 m bis 100 m mächtige Grobsandfazies aus Grobsandsteinen und Feinkonglomeraten ausgebildet. Mit zunehmender Entfernung zur Spessartschwelle nimmt die Korngröße der grobklastischen Sedimente ab (Kowalczyk, 1983). Im Beckenzentrum steht eine pelitische Fazies an, die etwa 300 m mächtig ist und aus roten Ton- und Siltsteinen besteht. Schutt- und Schwemmfächerablagerungen führten am Nordrand des Spessarts zur Ablagerung von Grobkonglomeraten und untergeordneten Sand- und Siltsteinen, die eine Mächtigkeit von bis zu 150 m aufweisen und als Rodenbach-Schichten zusammengefasst werden (Kowalczyk, 1983). Bleichenbach- und Rodenbach-Schichten werden der Post-Riftphase zugeordnet.

2.6 Bad Vilbel

Die permkarbonischen Ablagerungen von Bad Vilbel, das etwa 10 km nördlich von Frankfurt liegt, bestehen aus braunroten sowie graugelben, feldspatreichen Grobsandsteinen mit eingeschalteten Konglomeratlinsen (Kowalczyk, 1983). Sie werden mit Abschnitten der Tholey-Schichten im Saar-Nahe-Becken, Moret-Schichten im Sprendlinger Horst und Düdelsheim-Schichten in der Wetterau korreliert (Marell, 1989).

2.7 Hofheimer Scholle

In der Hofheimer Scholle, die etwa 15 km westlich von Frankfurt liegt, führten Schuttströme mit der Ablagerung von schlecht sortierten, grobklastischen Konglomeraten und Brekzien (Marell, 1989) zu einem weiteren Vorkommen des Permokarbons. Die Hofheimer Scholle weist Mächtigkeiten von 500 bis 1.000 m auf (Kümmerle und Semmel, 1969) und wird stratigraphisch mit der Wadern-Formation der Nahe-Subgruppe korreliert (Marell, 1989).

2.8 Wittlicher Senke

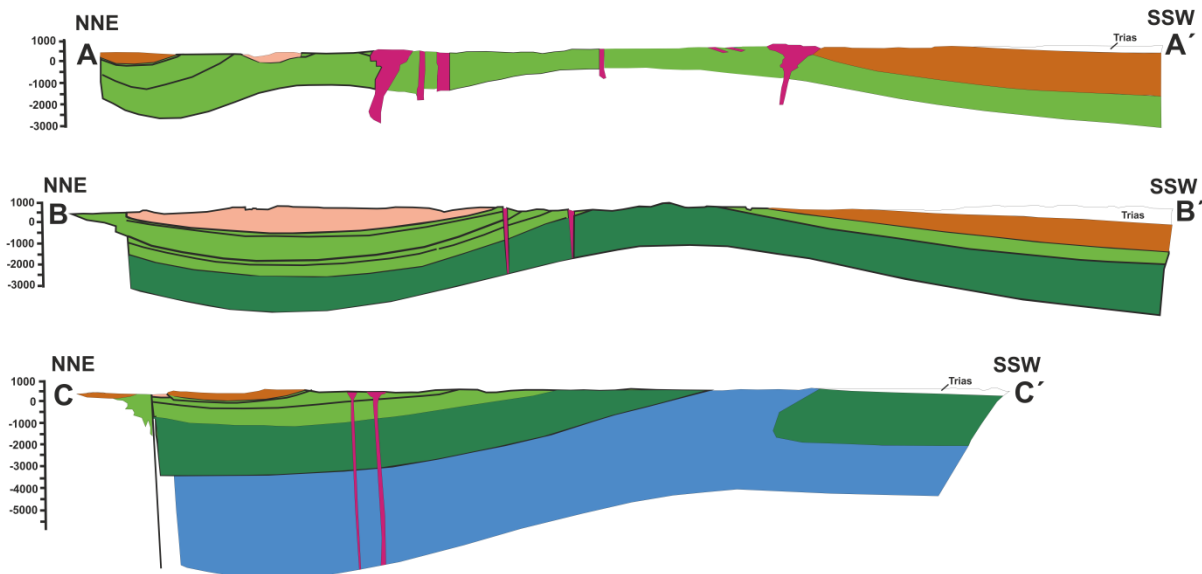
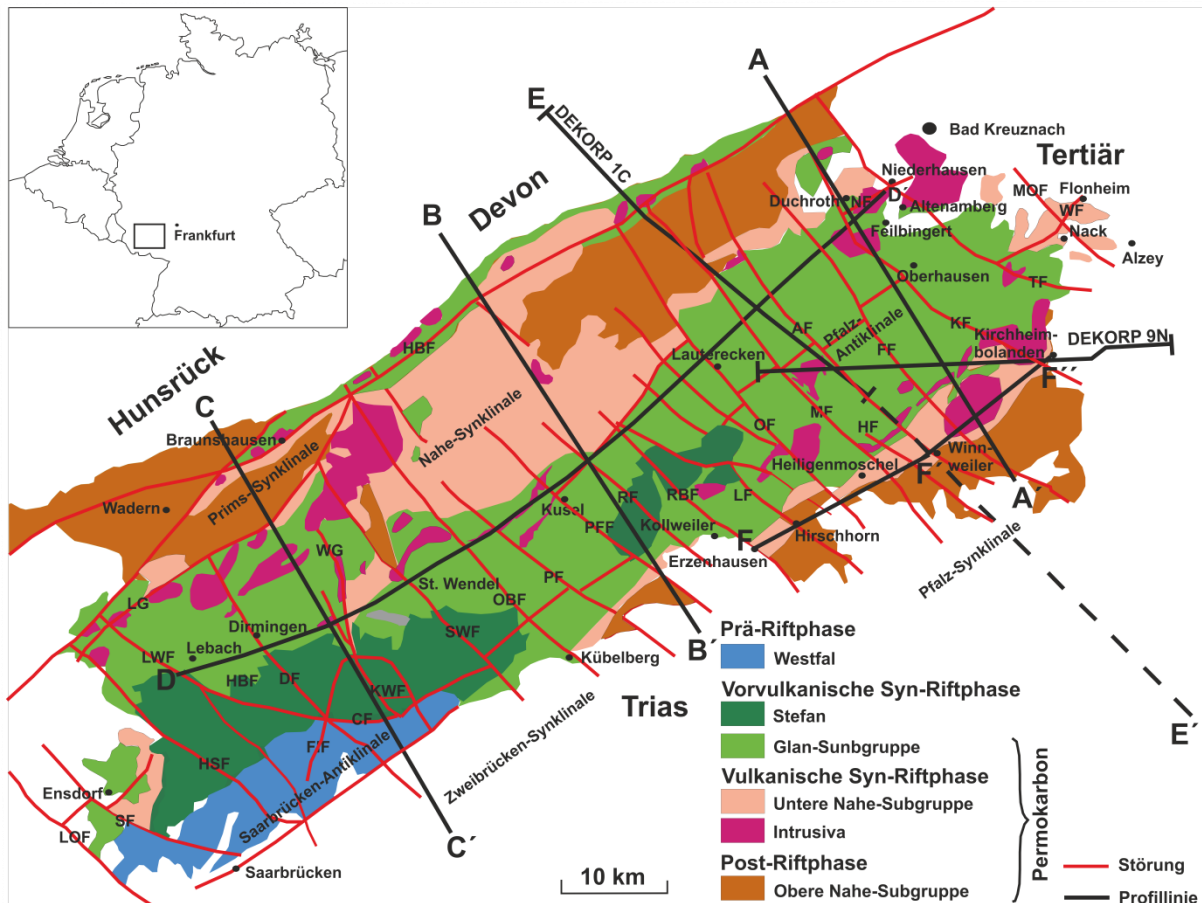
In der Wittlicher Senke, die etwa 10 km bis 15 km nördlich des Saar-Nahe-Beckens liegt, führten zunächst Schuttströme und anschließend fluviatile Ablagerungsbedingungen zu permkarbonischen Ablagerungen mit einer Mächtigkeit von 900 bis 1.000 m (Stets, 1990; Boy, 2005), die aus der Ürzig-, Kinderbeuren- und Altrich-Formation besteht. Unter Schuttströmen und semiariden Bedingungen wurden zunächst Brekzien und Konglomerate abgelagert, die zusammen mit einem 50 bis 100 m mächtigen Ignimbrit die Ürzig-Formation bilden. Der Ignimbrit kann mit einem Tuff der Donnersberg-Formation parallelisiert werden (Minning und Lorenz, 1983). Schuttströme und fluviatile Ablagerungsbedingungen sorgten für die Ablagerung von Konglomeraten und geröllführenden Sandsteinen (Kozel und Stets, 1989), die charakteristisch für die Kinderbeuren-Formation sind (Boy, 2005). Fluviatil abgelagert schließlich wurden rote Feinsand- und Siltsteine und untergeordnet Konglomerate, aus denen die Altrich-Formation aufgebaut ist (Boy, 2005).

2.9 Tektonik im Saar-Nahe-Becken

Im Saar-Nahe-Becken liegen synsedimentäre NW-SE streichende Störungen in 5 km bis 10 km weiten Abständen vor (Stollhofen, 1998, Abbildung 14). Dieses Störungsmuster ist bereits in seismischen (Jordan und Koch, 1984), gravimetrischen (Plaumann, 1991) und elektromagnetischen Messungen (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 1976) skizziert worden. Die steil bis vertikal abtauchenden Störungen mit an der Oberfläche geringen Scherwinkeln von 5° bis 20° weisen die Eigenschaften von Blattverschiebungen auf (Reading, 1980; Sylvester, 1988). Die Blattverschiebungen im Saar-Nahe-Becken weisen Blumenstrukturen auf, die aus fächerartigen, relativ steilen Störungen bestehen, die in der Tiefe aus einer subvertikalen Störung divergieren und sich in Richtung der Oberfläche verzweigen. Die Blattverschiebungssegmente weisen abwechselnd positive und negative Blumenstrukturen auf. Bei einer positiven Blumenstruktur ist die vertikale Komponente eine Überschiebung, die die Blattverschiebung nach oben beugt und eine Horst- oder Liegendscholle ausbildet. Bei einer negativen Blumenstruktur ist die vertikale Komponente eine Abschiebung, die eine synklinale Depression bzw. Hangendscholle ausbildet. Für diese Art von Störungen sind starke Fazies- und Mächtigkeitsänderungen für dieselbe stratigraphische Einheit auf beiden Seiten der Störungen typisch (Stollhofen, 1998). Aus der unterschiedlichen Beckenmorphologie und Faziesarchitektur lässt sich ein inhomogenes Subsidenzmodell innerhalb des Saar-Nahe-Beckens ableiten (Stollhofen, 1998).

Die Odenbach- und Lauter-Störungszone (Abbildung 14) haben gemein, dass sie gekurvt sind und aus anastomisierenden Störungen mit verschachtelten linsenförmigen Segmenten mit einigen hundert Metern Länge bestehen. Die Variabilität der Eintauchwinkel von Schichtflächen beider Störungszonen weist darauf hin (Stollhofen, 1998), dass sie durch die Rotierung einzelner Blöcke gekennzeichnet sind, die in Richtung einer Achse gekippt sind, die schräg zur allgemeinen Störungsrichtung orientiert ist (Stollhofen, 1998). Dieses Störungsverhalten weist auf synsedimentäre Abschiebungen von Duplexstrukturen hin, die durch die Übertragung eines Versatzes von einem Blattverschiebungssegment auf das nächste entstehen und die Ausdünnung der Kruste durch die Trennung der Schollen aufnehmen. Im Saar-Nahe-Becken repräsentieren diese Störungen Transferstörungen (Stollhofen, 1998). Transferstörungen gleichen Unterschiede von Abtauchwinkeln über den Abstand und Orientierung von längsorientierten Elementen wie Antiklinalen und Synklinalen aus (Gibbs, 1984; Etheridge et al. 1987; Gawthorpe und Hurst, 1993).

Die zweite große Gruppe von Störungen verläuft nahezu parallel zur NE-SW verlaufenden Beckenachse (Stollhofen, 1998; Abbildung 14). Feldmessungen und die Interpretation seismischer Daten (Jordan und Koch, 1984; Henk, 1993a) lassen vermuten, dass diese zu planaren bis listrischen Störungszonen zusammengefasst werden können, die sich im Süden durch abtauchende synthetische und im Norden antithetische Strukturen bilden. Die während der Ablagerung des Permokarbons allgemeine W-E orientierte Extensionsbewegung (Bachmann und Grosse, 1989) lässt auf einen sinistralen Versatz und damit assoziierte normale Orientierung von Störungszonen entlang der NE-SW streichenden Beckenachse schließen.



30

Die schrägen Riftbewegungen könnten eine Erklärung für die NE gerichtete Verschiebung des Depozentrums im Zuge der permokarbonischen Ablagerungen sein (Schäfer, 1986, 1989; Stollhofen, 1994b). Die längs gerichteten Störungen definieren vermutlich die Ränder des gesamten Beckens sowie die Ränder von aktiven Teilbereichen innerhalb des Beckens, in dem sie die Subsidenz individueller Beckensegmente kontrollierten (Etheridge, 1986; Gibbs, 1990). Jedoch ist die Länge und das Ausmaß beckenachsenparalleler Störungen zumeist auf den Abstand zwischen zwei Transferstörungen begrenzt (Stollhofen, 1998) und ihr Einfluss auf Änderungen der Faziesarchitektur geringer. Darüber hinaus kommen untergeordnet zwei weitere tektonische Elemente vor (Stollhofen, 1998). Zum einen sind es NNE-SSW streichende dextrale Blattverschiebungen, die an verengten Grabendepressionen im Saar-Gebiet wie der Fischbach-Störung (Abbildung 14) beobachtet wurden. Ihre Bildung wird als konjugativ zur NW-SE verlaufenden Beckenachse interpretiert. Zum anderen kommen WNW-ESE orientierte Störungen vor, die ebenfalls im Saar-Gebiet auftreten und konjugativ zu den längs gerichteten Störungen orientiert sind.

Zur Interpretation der Struktur und Entwicklungsgeschichte des Saar-Nahe-Beckens wurde ein kombiniertes tiefenseismisches Profil vom Hunsrück in südöstlicher Richtung, über die Hunsrück-Südrand-Störung und das östliche Saar-Nahe-Becken bis zum Oberrheingrabenrand bei Worms, aufgenommen (Abbildung 14; Korsch und Schäfer, 1991). Durch Interpretation der seismischen Profile DEKORP 1C und DEKORP 9N (Behr und Heinrichs, 1987; Oncken, 1998; Anderle et al., 1991; Henk, 1991; Brun et al., 1992, Abbildung 15a) können oberhalb der 7 Sekunden Zwei-Wege-Laufzeit mit der nördlichen Phyllitzone, der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und der Beckenfüllung drei Einheiten unterschieden werden (Henk, 1993b). Im Profilbereich oberhalb der 3 Sekunden Zwei-Wege-Laufzeit überlagert die permokarbonische Beckenfüllung unterliegende Prä-Riftsedimente aus dem Westfal und Devon. Die gesamte Beckenfüllung weist an der Hunsrück-Südrand-Störung die größte Mächtigkeit auf und keilt in südöstliche Richtung aus (Henk, 1993b). Die nördliche Phyllitzone, die nahe der Hunsrück-Südrand-Störung aufgeschlossen ist, taucht mit zunehmender Entfernung in südöstlicher Richtung in Form einer listrischen Störungsfläche unter die Teufe der 6 Sekunden Zwei-Wege-Laufzeit ab (Korsch und Schäfer, 1991; Schäfer und Korsch, 1998). Zudem weisen die Daten darauf hin, dass die Magmakammer des Donnersbergs in einer Tiefe von 2 km bis 9 km Tiefe liegt und vermutlich ebenfalls die Kuhkopfintrusion speiste (Meier und Eisbacher, 1991).

Das kombinierte Profil zeigt eine beträchtliche senkrecht zur Beckenlängsachse vorherrschende Asymmetrie des Saar-Nahe-Beckens (Abbildung 15a) und reflektiert eine Struktur von parallel zur Hunsrück-Südrand-Störung orientierten Synklinalen und Antiklinalen (Schäfer und Korsch, 1991; Korsch und Schäfer, 1995; Henk, 1993a). Die geodynamische Ausbildung und Entwicklung der Syn- und Antiklinalstrukturen ist trotz der tiefenseismischen Daten umstritten. Korsch und Schäfer (1995) halten das Saar-Nahe-Becken für ein Pull-Apart-Becken, das durch eine dextrale Blattverschiebung an der Hunsrück-Südrand-Störung und eine NW-SE gerichtete Extension entstanden ist. Als Folge von transpressiven Bedingungen ab dem Perm soll es dann zu einer Überschiebung eines südlichen Blockes und zur Bildung der Pfälzer Synklinale gekommen sein (Abbildung 15b).

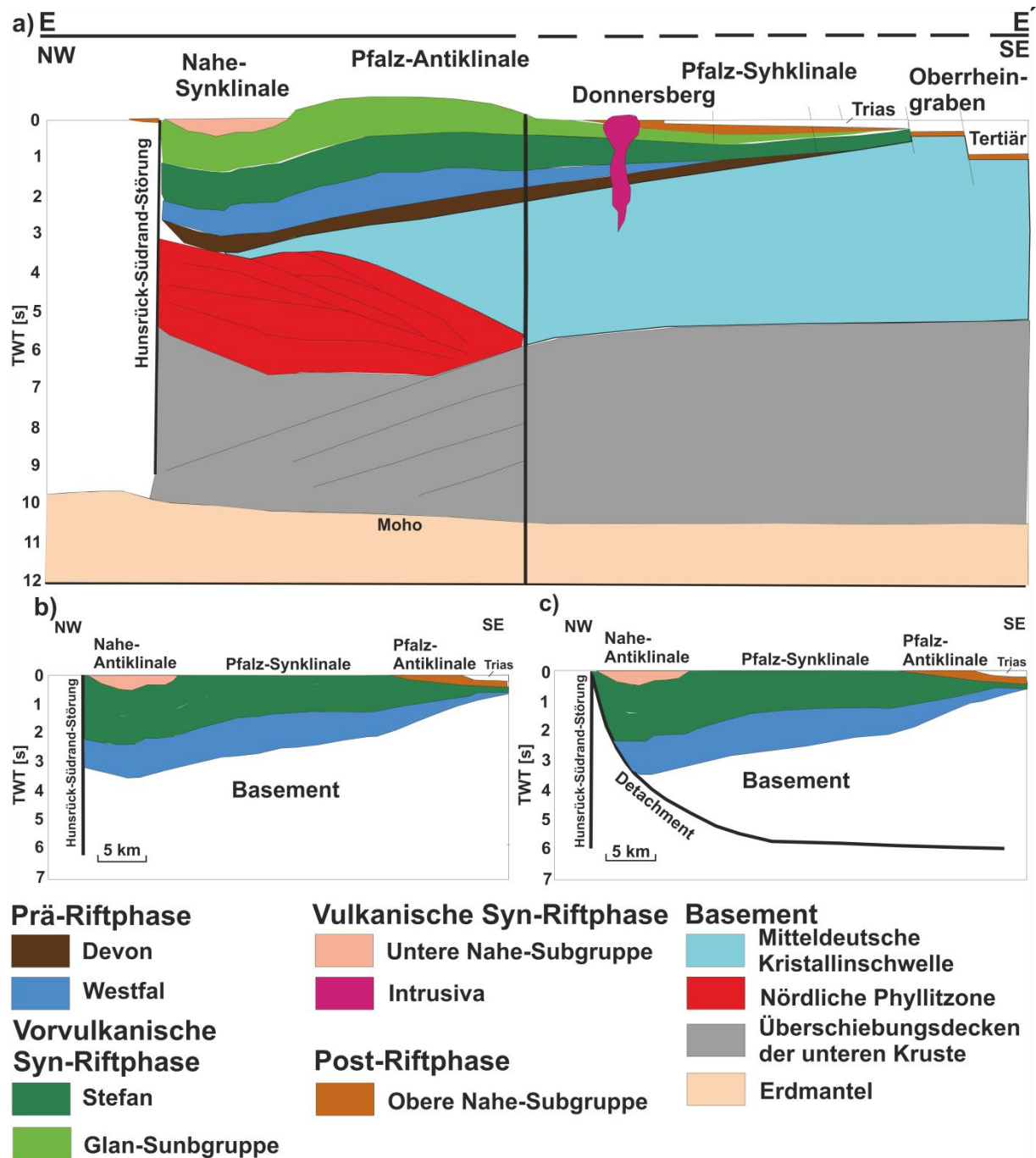


Abbildung 15: a) Interpretation der tiefeisenmischen Profile DEKORP 1C und 9N (Korsch und Schäfer, 1991; Schäfer und Korsch, 1998), b) Von Korsch und Schäfer (1995) und c) Henk (1993) aus den DEKORP-Profilen abgeleitete geodynamische Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens. Die Profillinie befindet sich in Abbildung 14. TWT = Two Way Travel

Nach Henk (1993) besteht die Hunsrück-Südrand-Störung aus zwei Gliedern. Neben deren bekannten subvertikalen Ast hat sich ein Detachment-Ast ausgebildet, der zunächst ebenfalls senkrecht abtaucht und mit zunehmender Tiefe ein flacheres Einfallen entwickelte. Eine noch im Westfal ausgebildete dextrale Blattverschiebung an der Hunsrück-Südrand-Störung soll demnach durch die Änderung des Spannungsfeldes nach W-E und durch den gravitativen Kollaps des variszischen Orogens (Henk, 1997) zu einer schrägen sinistralen Abschiebung an dem listrischen Detachment-Ast umwandelt worden sein (Henk, 1993a;

Abbildung 15c). Dieses Modell würde die synsedimentäre Entwicklung der Synklinal- und Antiklinalstrukturen erklären (Henk, 1993a). Aufgrund des Abflachens des Abscherhorizonts führte der Detachment-Ast zu einer zunehmenden Einengung der Beckenfüllung, die darauf mit einer Aufwölbung und der Ausbildung einer Antiklinale reagierte. Störungsnah bildete sich aufgrund des steilen Abscherhorizonts eine Synklinale aus. Der Pfälzer und Saarbrücker Hauptsattel sind somit antithetische Flexuren (Hertle, 2003).

2.9.1 Einfluss von Störungen auf die Fazies im Saar-Nahe-Becken

Die NW-SE verlaufenden Transferstörungen teilen das Saar-Nahe-Becken nicht nur in Subbecken auf, sondern üben darüber hinaus Einfluss auf die fazielle Mächtigkeitsverteilung, Größe des Ablagerungsraums und Subsidenz in den Subbecken aus (Stollhofen, 1998). Besonders deutlich wird dieser Einfluss auf die Vulkanoklastikas der vulkanischen Syn-Riftphase zwischen der Pörrbach-Störung und der Kuhkopf-Störung im südöstlichen Saar-Nahe-Becken (Abbildung 14). Westlich der Alsenz- und Kahlhecherhof-Störung liegt der Ryholit-Konglomerat 1 aus der DFII/III diskordant auf älteren Einheiten. Östlich der Alsenz-Störung beträgt diese Schichtlücke ungefähr 120 m. Die Mächtigkeit von Ablagerungen der vulkanischen Syn-Riftphase nimmt stufenweise mit jeder Störung in Richtung SW zwischen der Odenbach-Störung und der Ohmbach-Störung ab. Im südlichen Teil des Saar-Nahe-Beckens nimmt in NE-Richtung die Mächtigkeit der Lavaserie 1 zu und von fluviatilen Sedimenten ab (Abbildung 16). Die Mächtigkeit von fluviatilen Sedimentgesteinen ist in der vulkanischen Syn-Riftphase ebenfalls störungskontrolliert (Stollhofen, 1994b, 1998).

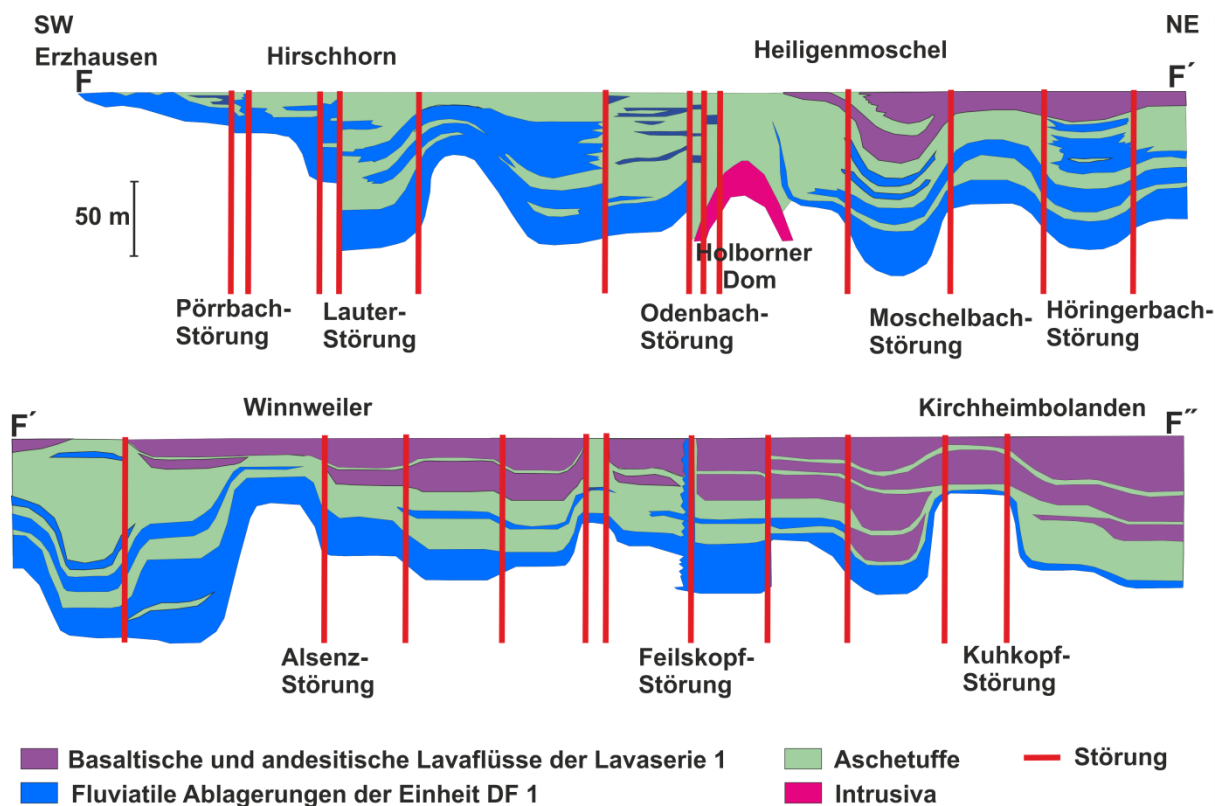


Abbildung 16: SW-NE-Profilsschnitt des pyroklastischen Markers RT1 und der Lavaserie 1 zwischen Erzhausen und Kirchheimbolanden im südöstlichen Saar-Nahe-Becken (s. Abbildung 14), nach Stollhofen (1998). Die Profillinie befindet sich in Abbildung 14.

In der vorvulkanischen Syn-Riftphase weisen die Remigiusberg-, Altenglan-, Wahnwegen- und Quirnbach-Formationen innerhalb der Kusel-Schichten deutlich geringere Mächtigkeiten westlich der Dirmingen-Störungen und östlich der Trombach-Störung auf (Abbildung 17). Die lakustrinen Bereiche der Altenglan-Formation, die westlich der Kohlwald-Störung (Abbildung 14) auskeilt, und die lakustrinen Bereiche der Quirnbach-Formation dünnen stark in Richtung der Liegendsscholle östlich der Trombach-Störung aus (Stollhofen, 1998). Westlich der Saar-Störung fehlt der obere Teilbereich der vorvulkanischen Syn-Riftphase (Kusel- bis Tholey-Schichten) komplett. Die Ausbreitung der Jeckenbach-Formation wird von der Odenbach- und Alsenz-Störung sowie der Potzbach- und Alsenz-Störung begrenzt.

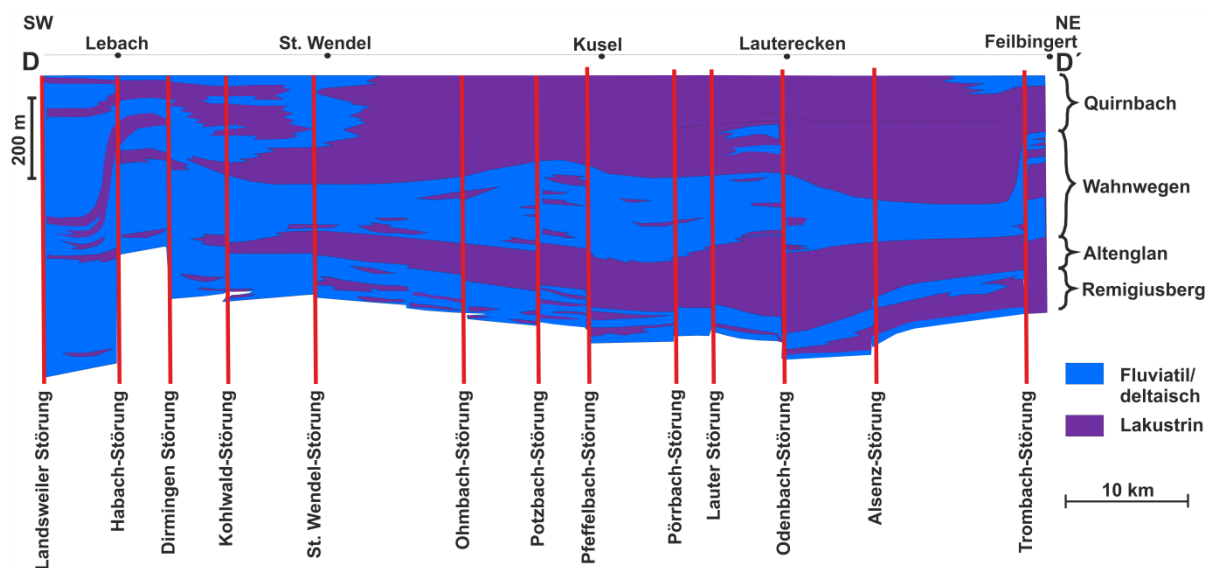


Abbildung 17: Idealisierte Faziesentwicklung und tektonische Interpretation der Remigiusberg-, Altenglan-, Wahnwegen- und Quirnbach-Formation innerhalb der Kusel-Schichten in einem SW-NE orientierten Profilschnitt zwischen Lebach und Feilbingert (s. Abbildung 14), nach Stollhofen (1998), Boy (1989) und Schäfer (1986). Die Profillinie befindet sich in Abbildung 14.

2.10 Erosion im Saar-Nahe-Becken

Die Mächtigkeit der erodierten Sedimentgesteine des Permokarbons wurde von Henk (1992) anhand des Kompaktionsgrades von Tonmineralen mithilfe von geophysikalischen Bohrlochmessungen an im Saar-Nahe-Becken und Mainzer Becken liegenden Bohrungen untersucht. Die berechnete Überdeckung im südwestlichen Teil des Saar-Nahe-Beckens beträgt 1.950 m und im nordöstlichen Teil sogar bis zu 2.450 m. Aus den Tonsteinkompaktions- (Henk, 1992) und Vitritreflexionsdaten (Durand et al., 1986; Hertle, 2003) wird für die heutige Oberfläche das Saar-Nahe-Becken eine maximale Versenkungstiefe von 2 km bis 2,5 km abgeschätzt. Im Mainzer Becken wurden 600 m Überdeckung erodiert (Henk, 1992). Winkeldiskordanzen weisen darauf hin, dass es im späten Perm (256 bis 245 Ma), vom Buntsandstein bis zum Jura und vom Eozän bis zum unteren Miozän zu Erosionsphasen kam (Henk, 1992).

2.11 Bildung des Oberrheingrabens

Während der alpidischen Orogenese im Eozän (56 bis 33 Ma) kam es zur Bildung eines transeuropäischen Riftsystems zwischen dem Mittelmeer und der Nordsee (Illies, 1972; Illies, 1977; Illies, 1978; Villemin et al., 1986; Ziegler, 1992, 1994; Prodehl et al., 1995; Sissingh, 2003; Behrmann et al., 2005; Walter und Dorn, 2007). Mit etwa 300 km Länge und 40 km Breite ist der Oberrheingraben der längste Teil dieses Grabensystems. Die Bildung des Oberrheingrabens ist jedoch bis heute umstritten. Pflug (1982) führte als Erklärung ein Zugversagen-Modell ein, nach dem die subkrustale Lithosphäre des oberen Mantels, die aus harten Gesteinen besteht, durch äußere Zugkräfte aufgerissen wurde. In diesen Riss drang demnach weiches Gestein der darunter liegenden Asthenosphäre ein, stieg auf, überschichtete die subkrustale Lithosphäre und führte zu einer Aufwölbung der Kruste. Im Scheitel des Gewölbes, in dem die Kruste mit einer Mächtigkeit von 24 km deutlich dünner ist als in seiner Umgebung mit 30 km, brach schließlich der Oberrheingraben ein (Abbildung 18). Ziegler (2004), Ziegler et al. (2004) und Ziegler und Dèzes (2005) gehen ebenfalls von einer Aufwölbung der Asthenosphäre als Ursache für die Grabenbildung aus. Dabei wurde der von der Bildung des Oberrheingrabens betroffene Teil der oberen Kruste auf Grund extensionsbedingter Kräfte in Bruchschollen gelegt (Abbildung 3).

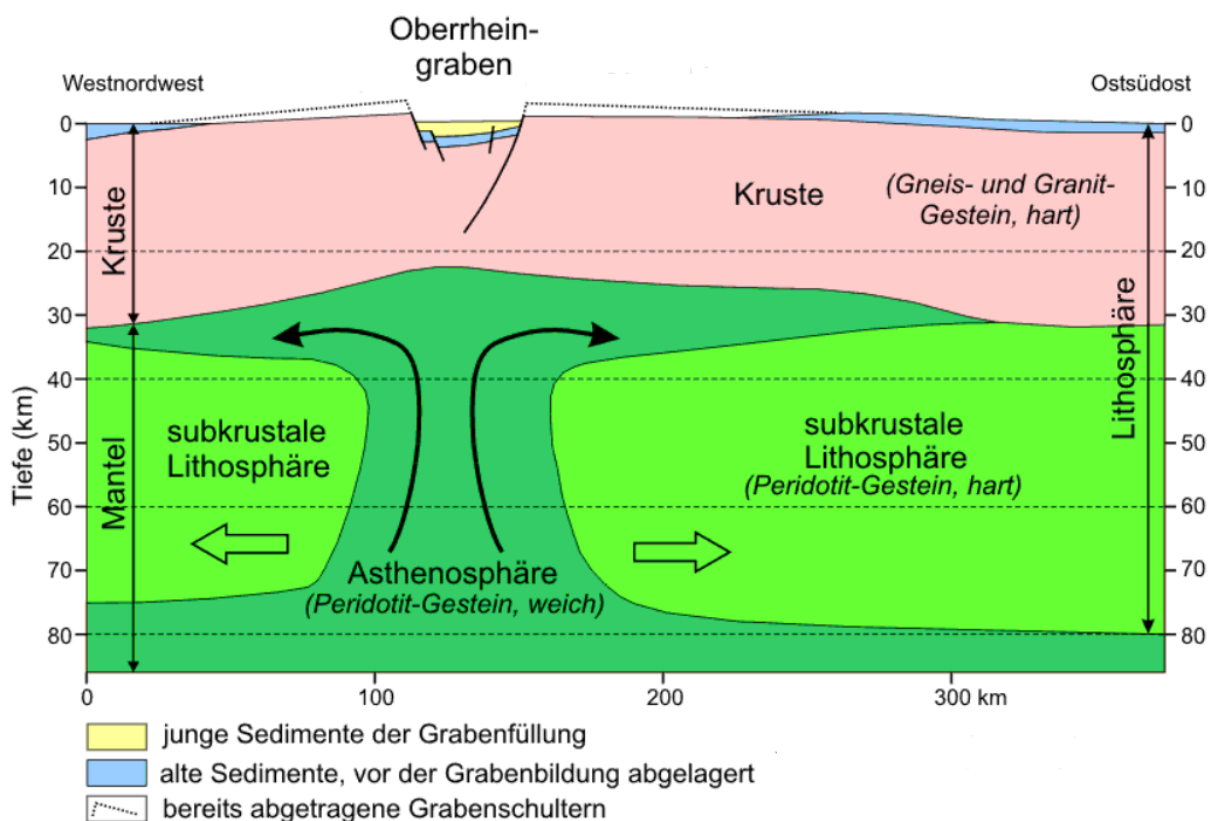


Abbildung 18: Querschnitt durch die Kruste und den oberen Mantel unterhalb des Oberrheingrabens zur Erklärung der Bildung des Oberrheingrabens nach dem Zugversagen-Modell, verändert nach Prodehl (1989), Ziegler (1990) und Röhr (2004)

Daraus resultierte im Oberrheingraben ein Anstieg des konduktiven Wärmestroms (Doebel und Teichmüller, 1979; Lampe, 2001; Pribnow und Clauser, 2002) auf $80 \pm 10 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (Clauser und Villinger, 1990) bzw. von über $100 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (Vedova et al., 1991). Dazu kommt ein konvektiver Wärmestrom, der von den entlang der Bruchschollen aufsteigenden heißen Fluiden geleistet wird (Teichmüller und Teichmüller, 1979; Clauser und Villinger, 1990; Pribnow und Schellschmidt 2000), und zu einer Erhöhung des geothermischen Gradienten auf bis zu $6,0^\circ\text{C} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ im südlichen Oberrheingraben (Bertleff et al., 1988; Prinz und Strauß, 2006) und $5,1^\circ\text{C} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ im nördlichen Oberrheingraben (Sass und Hoppe, 2011; Bär, 2012) führte. Meteorische Wässer, die innerhalb permeabler Lithologien oder entlang von Störungen nach unten migrieren (Ledru und Cottier, 2010), verlieren aufgrund der Temperaturzunahme an Dichte und steigen erhitzt wieder auf (Bjørlykke, 2010). Thermische Konvektion im Oberrheingraben wird so zu einem effektiven Mechanismus für hydrothermale Lagerstätten, weil dasselbe Wasser immer wieder genutzt werden kann (Ledru und Cottier, 2010).

Die Absenkung des Oberrheingrabens, die zu einem vertikalen Versatz von bis zu 4,5 km führte (Villemin und Coletta, 1990), lässt sich in zwei Hauptphasen gliedern (Peters, 2007). Während des Oligozäns wurden variszische Störungszonen mit rheinischem Streichen (N-S bis NNE-SSW) in einem E-W orientierten extensionalen bis transtensionalen Spannungsfeld reaktiviert (Plenefish und Bonjer, 1997). Während des Miozäns (23 bis 7 Ma) kam es zur Reorientierung des Spannungsfelds nach NW-SE und Wechsel zur sinistralen Transtension, die bis heute anhält (Derer, 2003). Diese zweite Phase ist gekennzeichnet durch NW-SE orientierte Kompression und NE-SW orientierte Extension (Illies, 1975; Schumacher, 2002; Michon et al., 2003; Dèzes et al., 2004). Wo der Oberrheingraben das permokarbone Molassebecken kreuzt, befindet sich die Oberkante des etwa 2 km mächtigen Permokarbons, das in NNE bis NNW streichenden Horst- und Grabenstrukturen vorliegt (Franke, 1989; Derer, 2003), in einer Tiefe zwischen 600 m am östlichen Grabenrand und 2990 m am westlichen Grabenrand (Bär, 2012, Abbildung 3) und wird von tertiären und quartären Sedimenten überlagert (Doebel, 1967, 1970; Bartz, 1974; Peters, 2007). An seiner westlichen Grabenschulter führte eine Subsidenz zur Ausbildung des Mainzer Beckens, das mit tertiären Sedimenten gefüllt wurde (Sittler und Sonne, 1971).

3 Material und Methoden

3.1 Gesteinsmatraxeigenschaften

3.1.1 Geländearbeiten im Aufschluss und Probenahme

Die im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau beprobten Aufschlüsse (Abbildung 19) waren zumeist stillgelegte Steinbrüche, Straßenaufschlüsse und natürliche Berghänge. Zur Auffindung von Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken wurden geologische Karten im Maßstab von 1:25.000 (Geologisches Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz) und von Mayer (2007) genutzt und auf ihnen vermerkte Symbole von ehemals aktiven Steinbrüchen und Streich- und Fallzeichen angefahren. Des Weiteren wurden vom Institut für Steinkonservierung e.V. (Wenzel und Häfner, 2002) gelistete Aufschlüsse angefahren. Ein Großteil dieser Aufschlüsse war jedoch nicht mehr vorhanden, da sie zugewachsen waren oder zugeschüttet wurden, oder nicht mehr zugänglich, da sie auf Privatgrundstücken lagen.

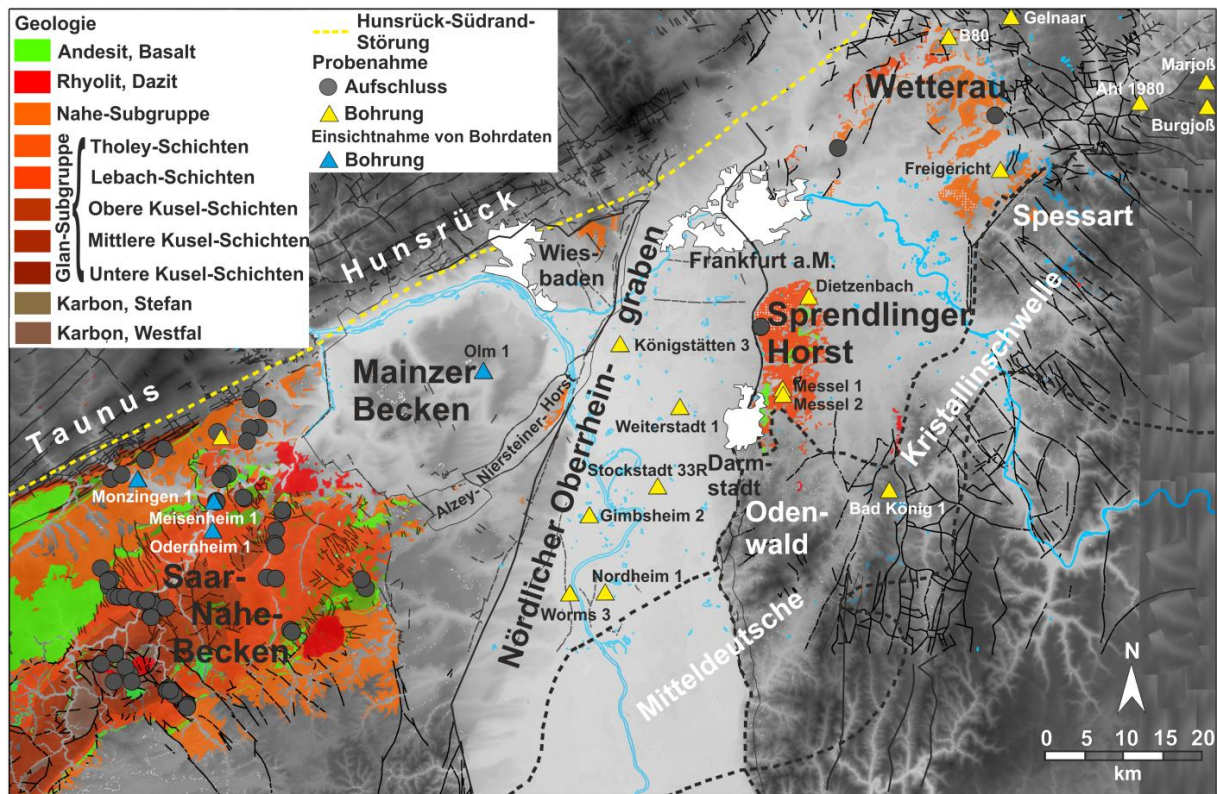


Abbildung 19: Lage der beprobten Aufschlüsse und Bohrungen sowie der Bohrungen mit Einsichtnahme der Bohrdaten im Saar-Nahe-Becken westlich und im Sprendlinger Horst und der Wetterau östlich des nördlichen Oberrheingrabens (GÜK 200, LGB-RLP), sowie die Lage der beprobten Bohrungen Worms 3, Nordheim 1, Gimbshheim 2, Stockstadt 33R, Weiterstadt 1 und Königstätt 3 im nördlichen Oberrheingraben. Außerdem wurden in etwa 30 km nordöstlicher Entfernung die in Nordost-Hessen liegenden Bohrungen Blankenheim, Ronshausen 15, Ronshausen 16 und Lüdersdorf-Mündershausen beprobt. Eine Liste der beprobten Aufschlüsse und Bohrungen ist angehängt.

Im Aufschluss erfolgte zunächst eine sedimentologische Aufschlussaufnahme, die makro- bis mesoskopischen Sedimentstrukturen, Schichtmächtigkeiten, horizontale und vertikale Ausbreitung von Sedimentkörpern sowie die Beschreibung von internen Schichtungsstrukturen wie Rippeln, Schrägschichtungen und Erosionsflächen, Gradierung, Sortierung und Verzahnungen beinhaltet. Zusammen mit der Farbe und der Korngröße der einzelnen Schichten wurden die Beobachtungen genutzt, um Rückschlüsse auf die vorherrschenden Ablagerungsbedingungen nach den Klassifikationen von Füchtbauer (1988), Miall (1996), Reading (1996) und Bristow et al. (2000) zu ziehen. Des Weiteren wurden Trennflächenaufnahmen im Aufschluss zur Ermittlung der Orientierung von Klüften durchgeführt. Im Zuge der Probenahme wurde aus dem Aufschluss ein Handstück meist entlang von Trennflächen mit einem Vorschlaghammer herausgebrochen, das für die weitere Verarbeitung homogen und ungeklüftet sein und eine Mindestgröße von $30 \cdot 30 \cdot 30 \text{ cm}^3$ aufweisen musste. Zusätzlich wurde ein mobiles Bohrkerngerät eingesetzt. Um statistisch belastbare Aussagen über Kennwertgrößen und -verteilungen im Permokarbon treffen zu können, wurde jede stratigraphische Formation und Ablagerungstyp des Permokarbons in ausreichendem Maß beprobt.

Im Saar-Nahe-Becken wurden alle 13 stratigraphischen Einheiten des Permobarons in 60 Aufschlüssen beprobt (Abbildung 19, 20-25). Im nördlichen Saar-Nahe Becken wurde die Kreuznach-Formation in einer Kernbohrung in 10 m bis 70 m Teufe beprobt. Außerdem wurden Bohrkernakteneinsichten der Bohrungen Monzingen 1, Meisenheim 1, Odernheim 1 und Olm 1 durchgeführt, um Rückschlüsse auf Logdaten, geophysikalische Bohrlochuntersuchungen und hydraulische Testdaten ziehen zu ziehen.

Im Sprendlinger Horst wurden 4 Aufschlüsse der Unteren Langen-Schichten beprobt (Abbildung 26), die Moret-Schichten in der Bohrung Messel 1 in 6 m bis 13 m Teufe und die Unteren Langen-Schichten der Bohrung Messel 2 in 3 m bis 50 m. Außerdem wurden die Moret-Schichten der Dietzenbach-Bohrung beprobt. In der Wetterau wurde die Bleichenbach-Formation in zwei Aufschlüssen (Abbildung 26) und in den Bohrungen B80a und Gelnaar sowie die Schöneck-Schichten in der Bohrung Freigericht beprobt.

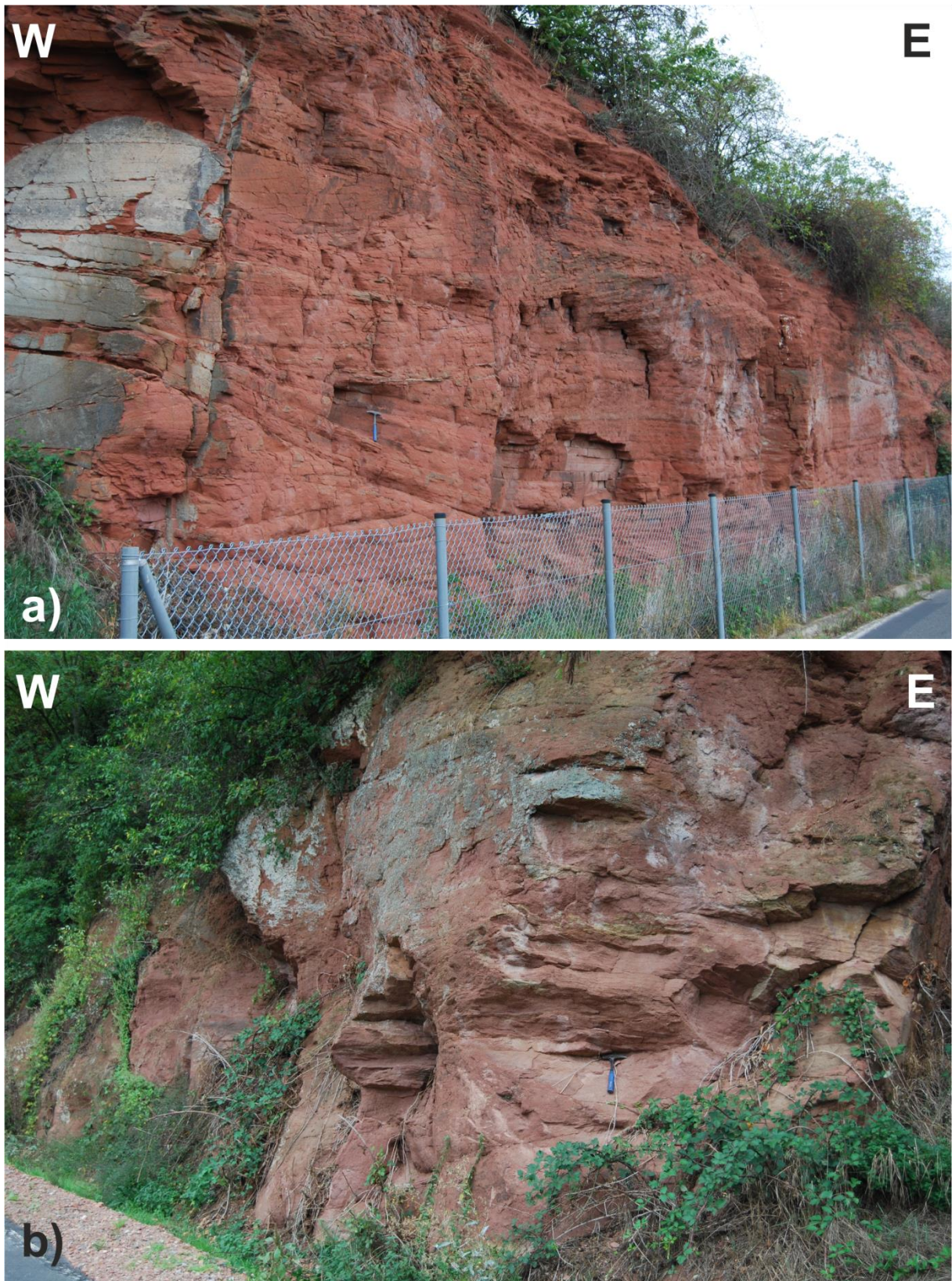


Abbildung 20: Aufschlussfotos der Kreuznach-Formation der Nahe-Subgruppe im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken. a) rotgefärbter äolischer Sandstein mit Schrägschichtungsstrukturen (R3412663; H5525344) b) rotgefärbter äolischer Sandstein (R3411515; H5525298)

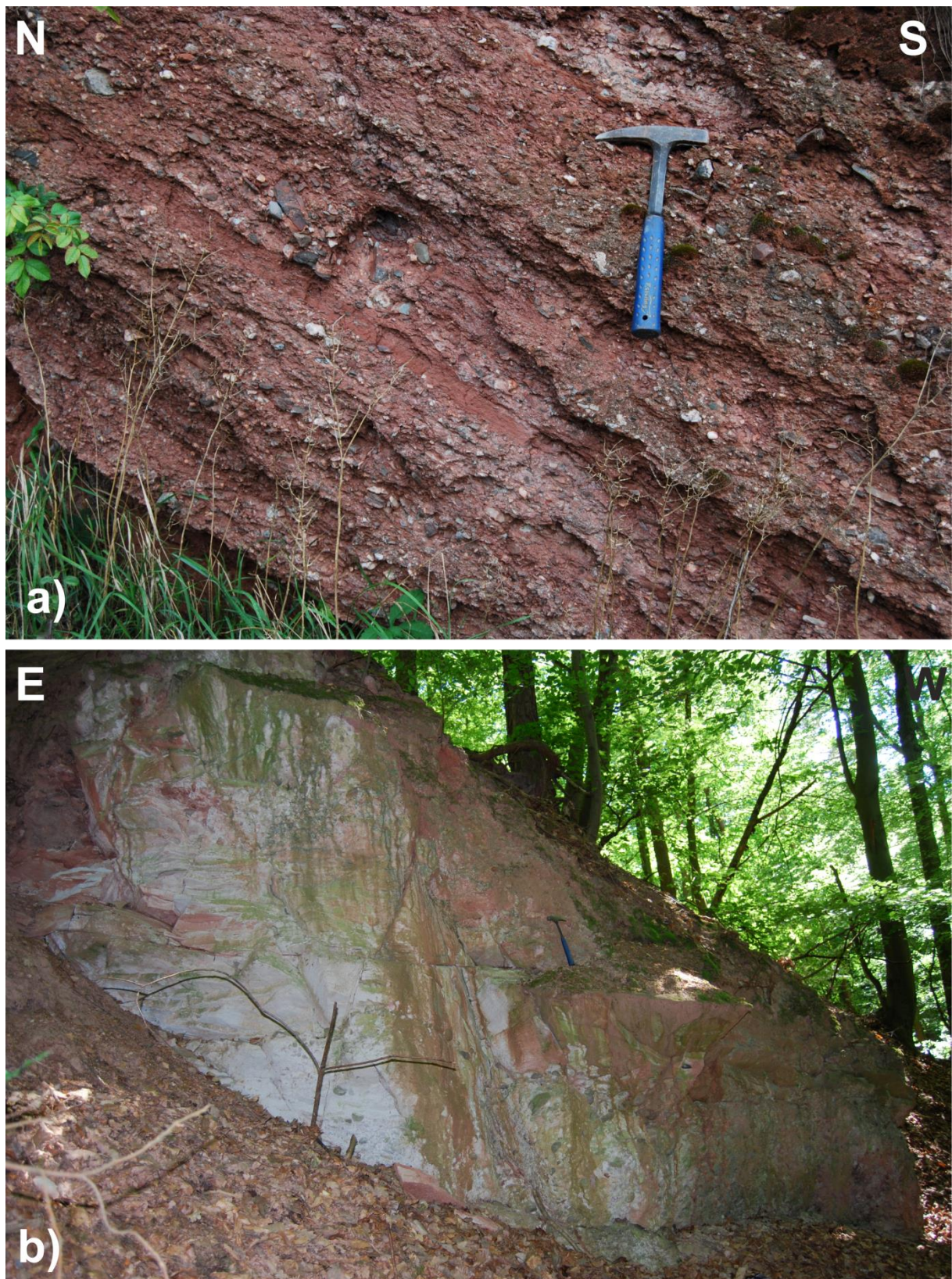


Abbildung 21: Aufschlussfotos der Nahe-Subgruppe im nördlichen Saar-Nahe-Becken (Blatt 6112). a) Grobkörniger alluvialer Sandstein (R3411624; H 5529056) der Wadern-Formation; b) Massiver fluvialer Sandstein (R3400242; H5522588) der Donnersberg-Formation



Abbildung 22: Aufschlussfotos der Tholey-Schichten der Glan-Subgruppe im östlichen Saar-Nahe-Becken. a) Geklüfteter grauer fluviatiler Sandstein (R3415703; H5514200) der Oberkirchen-Formation/Thallichtenberg-Formation in Hochstätten nahe der Hauptstraße auf Blatt 6212. b) Geklüfteter fluviatiler Sandstein (R3426036; H5505593) der Oberkirchen-Formation nahe Orbis.



Abbildung 23: Aufschlussfotos der Lebach-Schichten der Glan-Subgruppe im östlichen Saar-Nahe-Becken. a) Massiver fluviatiler Sandstein (R3407085; H5515798) der Odernheim-Formation in Odernheim an der Duchrother Straße b) Fluviatile Sandstein-Tonstein-Wechselfolge (R3397846; H5502564) der Jeckenbach-Formation

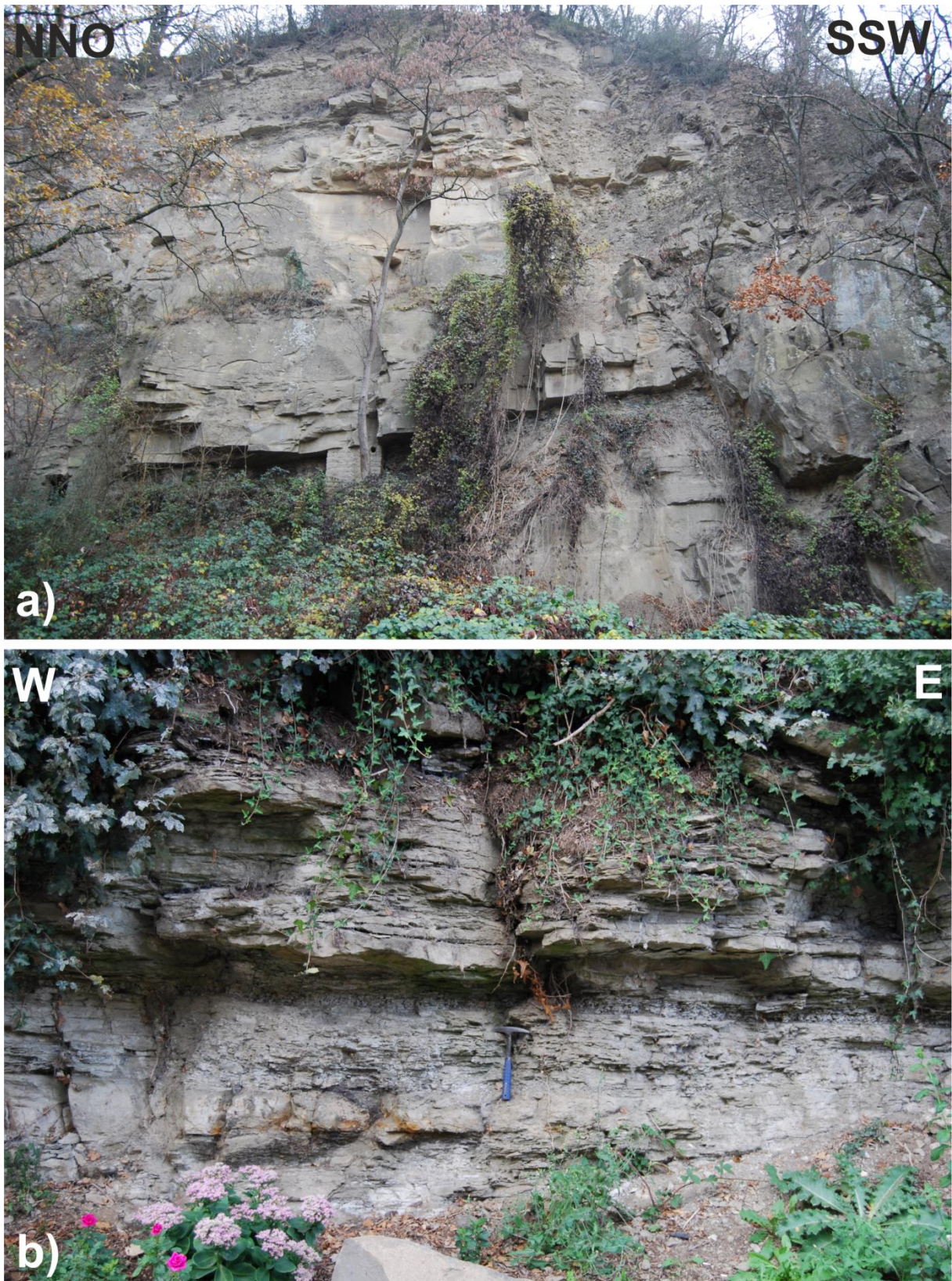


Abbildung 24: Aufschlussfotos der Glan-Subgruppe im südlichen Saar-Nahe-Becken. a) Mächtiger fluviatiler Sandstein (R3398040; H5502790) der Jeckenbach-Formation der Lebach-Schichten im Steinbruch Geiselreich in Lauterecken. b) Dünnbankige fluviatile Sandstein-Tonstein-Wechselfolge (R3398622; H5500798) der Lautercken-Formation der Kusel-Schichten



Abbildung 25: Aufschlussfotos der Kusel-Schichten der Glan-Subgruppe im südlichen Saar-Nahe-Becken. a) Feingeschichtete Sandstein-Tonstein-Wechselfolge (R3400510; H5501860) der Quirnbach-Formation in Cronenberg an der Hauptstraße. b) Sandstein-Tonstein-Kalkstein-Wechselfolge (R3389375; H5492041) der Altenglan-Formation in Altenglan



Abbildung 26: a) Massiver fluviatiler Sandstein (R3478055; H5538480) der Langen-Schichten im Sprendlinger Horst am Naturfreundehaus Langen. b) Roter feiner Playa-Sandstein (R3488150; H5561817) der Bleichenbach-Formation in der Wetterau in der Siegelgrube am Bettenburger Loch

Trotz den von Schäfer (2011), Marell (1989), Kowalczyk (2001), Müller (1996), Boy (2005) und Schwarz et al. (2011) durchgeführten Korrelationen zwischen lithologischen Einheiten des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken, Spredlinger Horst und der Wetterau sind noch Gebiete, in denen das Permokarbon in Bohrungen angetroffen wurde, unkorreliert. Dazu gehören in Ost-Hessen die Bohrungen Burgjoß, Marjoß und Ahl 1980 (Abbildung 19), in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle die Bohrung Bad König 1 (Abbildung 19) und in Nord-Ost-Hessen die Bohrungen Lüdersdorf-Mündershausen, Blankenheim, Ronshausen 16 und Ronshausen 15, die etwa 30 km nordöstlich der Wetterau abgeteuft wurden. In Ost-Hessen wurden Bohrkerne der Bohrung Marjoß in 477 m bis 509 m Teufe, Burgjoß in 594 m bis 607 m Teufe und Ahl 1980 in 616 m bis 631 m Teufe beprobt. Die in Nordost-Hessen liegenden Bohrungen Lüdersdorf-Mündershausen (R3551660, H5647250) wurde in 438 m bis 461 m Teufe, Blankenheim (R3553456, H5644396) in 460 m bis 482 m Teufe, Ronshausen 15 (R3559420, H5634330) in 291 m bis 350 m Teufe und Ronshausen 16 (R3559450 H56644800) in 410 m bis 455 m Teufe beprobt. An der Nordflanke der Mitteldeutschen Kristallinschwelle wurden Bohrkerne der Bohrung Bad König 1 in Tiefen zwischen 367 m und 462 m beprobt.

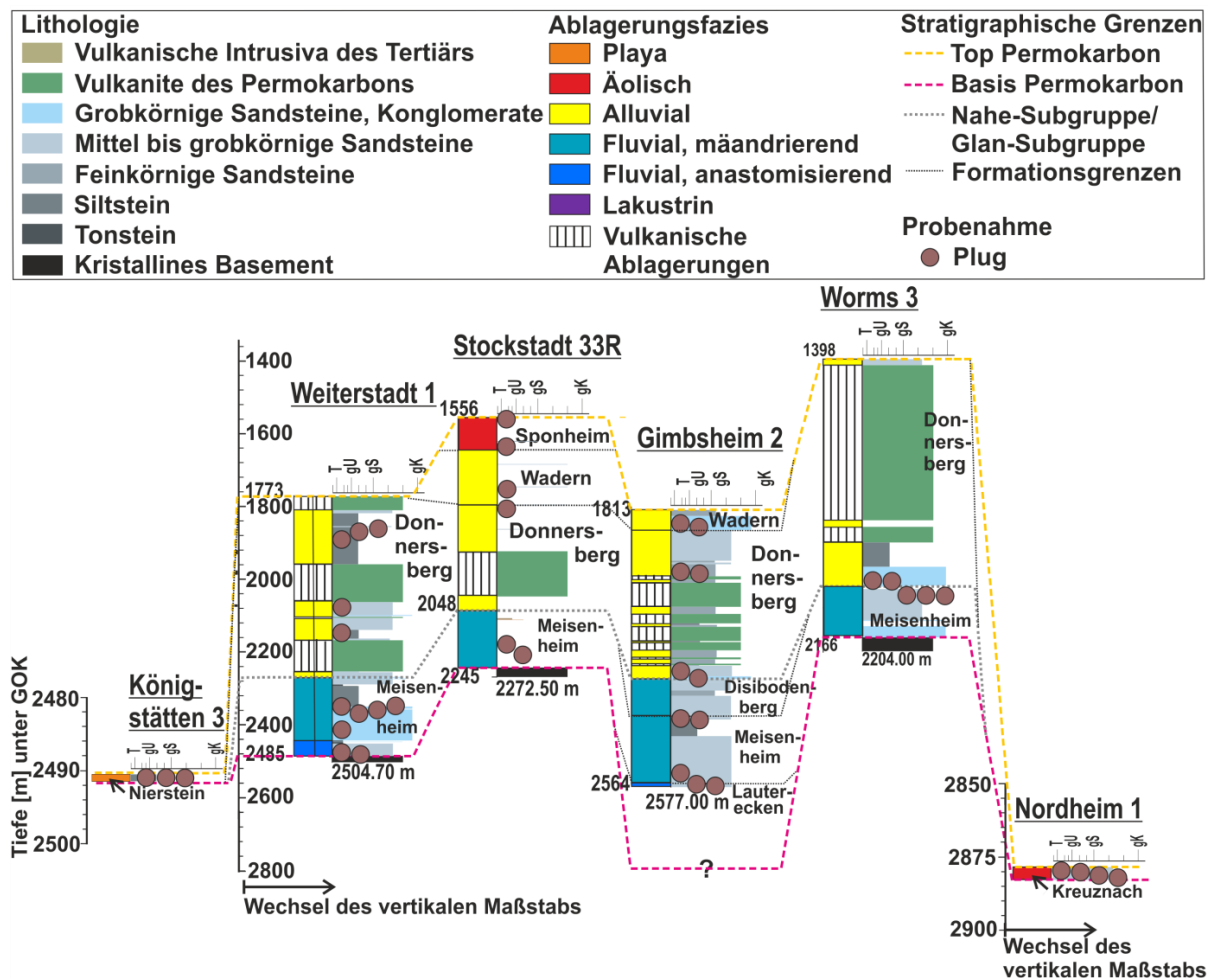


Abbildung 27: Stratigraphische Korrelation von Bohrkerne von das Permokarbon im nördlichen Oberrheinigraben angetroffenen Bohrungen mit Angabe der Probenahmepunkte (nach Schäfer, 2005). Die Lokationen der Bohrungen befinden sich in Abbildung 19 und 2a.

Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben, das im Folgenden auch als Reservoir bezeichnet wird, wurde in den Kusel- und Lebach-Schichten sowie in der Nahe-Subgruppe in den Bohrungen Königstätten 3 in 2.491 m Teufe, Weiterstadt 1 in 1.857 m bis 2.503 m Teufe, Stockstadt 33R in 1.556 m bis 2.175 m Teufe, Gimbsheim 2 in 1.832 m bis 2.565 m Teufe, Nordheim 1 in 2.879 m bis 2.882 m Teufe und Worms 3 in 2.118 m bis 2.025 m Teufe beprobt (Abbildung 27). Diese im nördlichen Oberrheingraben aus Reservoirtiefe entnommenen Proben werden im Folgenden als Reservoirproben bezeichnet.

3.1.1.1 Probenpräparation

Aus den im Aufschluss und den Kernbohrungen entnommenen Gesteinsproben wurden mit dem stationären Bohrkerngerät senkrecht und parallel zur Schichtung orientierte Kerne mit einem Durchmesser von 40 mm herausgebohrt und daraus je nach Fazies und erwarteter Größenordnung der Gesteinspermeabilität jeweils 10 mm bis 30 mm hohe Plugs gesägt (Abbildung 28), die dann mit destilliertem Wasser abgewaschen und bei 105 °C für mindestens 24 h im Trockenschrank getrocknet wurden. Anschließend wurden an jedem Plug die hydraulischen Kennwerte wie die Gesteinsporosität und –permeabilität und nach der Lackierung einer Zylinderoberkante die thermophysikalischen Kennwerte Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit gemessen, deren Messverfahren im Folgenden erläutert werden. Abschließend wurde jeweils aus einem Plug pro Aufschluss- bzw. Bohrkernprobe ein Dünnschliff zur Bestimmung des Modalbestands, Rundung und Sortierung und der Zementationsart hergestellt, der senkrecht zur Durchströmungsrichtung der Permeabilitätsmessung orientiert war.

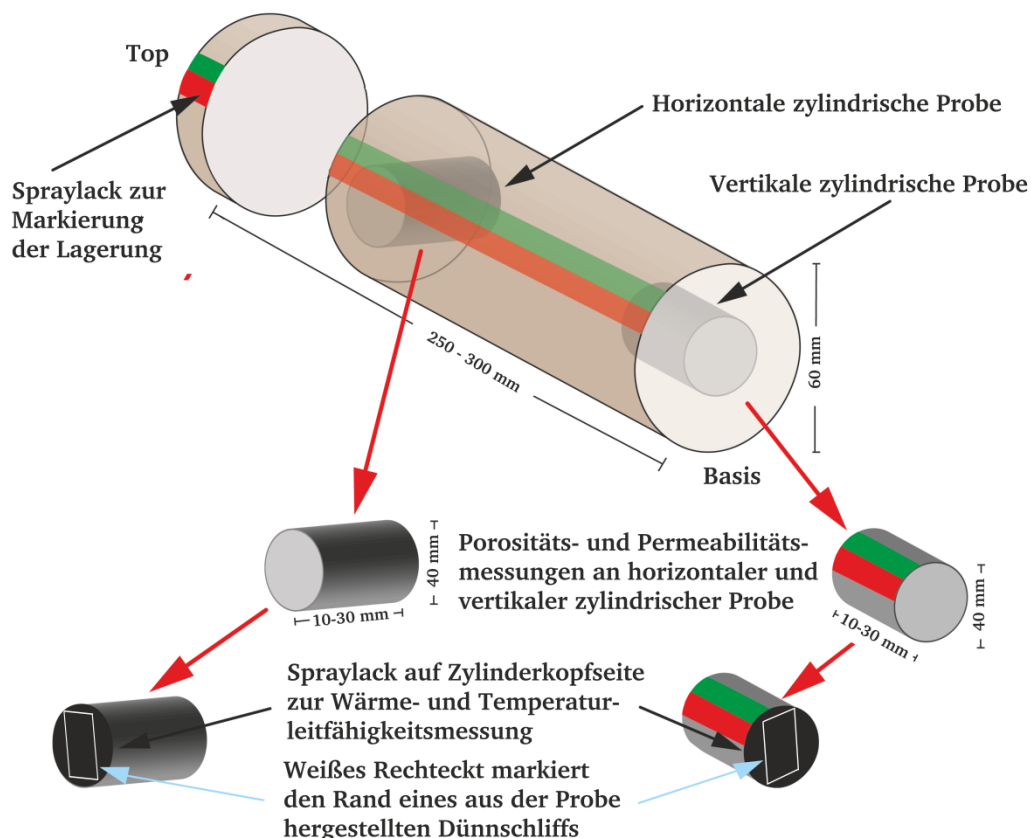


Abbildung 28: Reihenfolge der Probenaufbereitung

Nach der Probenaufbereitung standen mit 707 Plugs aus Aufschlüssen und Kernbohrungen aus dem Saar-Nahe-Becken (Abbildung 19), 142 Plugs aus Aufschlüssen und Kernbohrungen aus dem Sprendlinger Horst, 72 Plugs aus Aufschlüssen und Kernbohrungen aus der Wetterau, 34 Plugs aus Kernbohrungen von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und 71 Plugs aus Kernbohrungen aus Ost und Nordost-Hessen 1026 Plugs aus Aufschlüssen und Kernbohrungen des Permokarbons aus Gebieten westlich und östlich des Oberrheingrabens für Untersuchungen zur Verfügung. 62 weitere Plugs aus tiefen Kernbohrungen aus im nördlichen Oberrheingraben abgeteufte Bohrungen (Abbildung 27) komplettierten den Datensatz an Plugs.

3.1.2 Thermophysikalische Gesteinsparameter

3.1.2.1 Wärmeleitfähigkeit λ

Die Wärmeleitfähigkeit beschreibt die Fähigkeit eines Materials, thermische Energie über eine Distanz im Material bei einer gegebenen Temperatur zu transportieren und ist abhängig von der Temperaturleitfähigkeit, Dichte und spezifischen Wärme des Materials (Popov et al., 1983, 1985, 1999, 2003; Somerton, 1992; Pribnow und Sass, 1995; Sass und Buß, 2007). Die Wärmeleitfähigkeit ist ein physikalischer Parameter, der den konduktiven Wärmefluss durch eine spezifische Oberfläche mit einem gegebenen Querschnitt A beschreibt (Buntebarth, 1989). Die Wärmeleitfähigkeit wird durch den Quotienten des Energieflusses pro Oberflächeneinheit A mit dem Temperaturgradienten T in eindimensionaler Richtung mit der Länge X errechnet:

$$Q = -\lambda \cdot A \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \quad [3.1]$$

Q = Wärmestrom [W]

λ = Wärmeleitfähigkeit [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]

A = Fläche [m^2]

∂T = Temperaturdifferenz [K]

∂x = Länge des Leiters [m]

Die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen hängt vom Mineralgehalt und Porenraum ab (Buntebarth, 1989; Somerton, 1992; Popov et al., 1999). Wärmeleitfähigkeiten von Mineralen liegen zwischen $2,0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ von Glimmer und $7,7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ von Quarz und übersteigen somit die Wärmeleitfähigkeit von Wasser mit $0,5562 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und Luft von $0,0262 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Mit steigender Wassersättigung der Poren nimmt die Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen zu (Zimmermann, 1989; El Dakak, 2015) und mit steigendem Druck aufgrund der Schließung der Porenräume umso mehr. Mit steigender Temperatur nimmt sie ab. Ein weiterer Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit liegt in der Anisotropie von Gesteinen. Da die Wärmeleitfähigkeit abhängig von der Textur ist, besonders bei metamorphen Gesteinen, Schiefer und Gneiss, kann sie in x-, y- und z-Richtung variieren (Buntebarth, 1989).

Messung der Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit wurde mit dem optischen Thermoscanner bestimmt (Abbildung 29). Während der Messung wird die Gesteinsprobe von einer beweglichen Wärmequelle um 4 °C aufgewärmt, die sich unterhalb und parallel zur Gesteinsprobe mit konstanter Geschwindigkeit bewegt. Zwei Infrarotsensoren befinden sich im gleichen Abstand vor und hinter der Wärmequelle und messen die Temperaturdifferenz der Probe. Die Wärmeleitfähigkeit wird anhand des Vergleichs der Temperaturdifferenz der Gesteinsprobe mit zwei Standards mit bekannten Wärmeleitfähigkeiten ermittelt, die sich vor und hinter der Gesteinsprobe befinden.

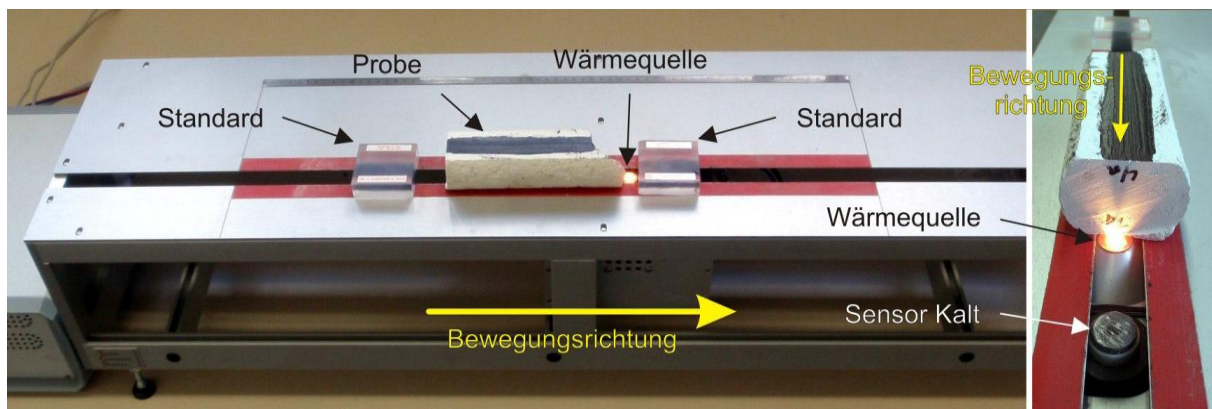


Abbildung 29: Versuchsaufbau des Thermoscanners zur Messung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit. Der Sensor „Kalt“ ist der Sensor vor der Wärmequelle, der Sensor „Warm“ derjenige hinter der Wärmequelle (Bär, 2012).

Während die Messung läuft, zeichnet das Programm die von den Sensoren gemessenen Temperaturen für die beiden Standards sowie für die Gesteinsprobe auf. Der Messbereich liegt zwischen 0,2 und 25 W·m⁻¹·K⁻¹. Nach der Messung muss der Messbereich der Gesteinsprobe manuell gewählt werden, um Randeinflüsse auszuschließen. Messungen können an Bohrkernen mit Längen von 1 cm bis 80 cm sowie Plugs und einer Mindestbreite von 3 cm durchgeführt werden (Popov et al., 2003).

Die Wärmeleitfähigkeit der gewählten Standards sollte ähnlich hoch sein wie die zu erwartende Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsprobe. Die maximale Temperaturdifferenz wird nach Popov (1999) berechnet mit:

$$\theta = \frac{Q}{2\pi \cdot x \cdot \lambda} \quad [3.2]$$

θ = Maximale Temperaturdifferenz [K]

Q = Energie der Wärmequelle [W]

x = Abstand von der Wärmequelle zu den Messsensoren [m]

λ = Wärmeleitfähigkeit [W·m⁻¹·K⁻¹]

Außerdem muss das Verhältnis der Temperaturdifferenz der Probe J und der Standards J_R zu den jeweiligen Spannungen U und U_R proportional sein (Popov et al., 1999):

$$\lambda = \lambda_R \cdot \frac{\theta_R}{\theta} = \lambda_R \cdot \frac{U_R}{U} \quad [3.3]$$

λ_R = Wärmeleitfähigkeit der Referenzprobe [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]

θ_R = Temperaturdifferenz der Standards [K]

U = Spannung der Probe [V]

U_R = Spannung der Referenzprobe [V]

3.1.2.2 Temperaturleitfähigkeit κ

Die Temperaturleitfähigkeit ist eine materialspezifische Eigenschaft mit vorübergehenden Wärmebedingungen (Kukkonen und Suppala, 1999). Sie beschreibt, wie schnell ein Material auf eine Temperaturänderung reagiert und ermöglicht die Voraussage von Abkühlungsprozessen oder die Simulation von Temperaturfeldern. Die Temperaturleitfähigkeit ist abhängig von der Wärmeleitfähigkeit, Dichte und spezifischen Wärmekapazität:

$$\kappa = \frac{\lambda}{\rho \cdot c_p} \quad [3.4]$$

κ = Temperaturleitfähigkeit [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]

λ = Wärmeleitfähigkeit [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]

ρ = Dichte [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]

c_p = Spezifische Wärmekapazität [$\text{J} \cdot (\text{kg} \cdot \text{K})^{-1}$]

Kukkonen und Suppala (1999) veränderten die Gleichung und zeigten empirisch eine lineare Abhängigkeit der Temperaturleitfähigkeit von der Wärmeleitfähigkeit.

$$\kappa = \frac{1}{c} \cdot \lambda \quad [3.5]$$

κ = Temperaturleitfähigkeit [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]

c = Proportionalitätsfaktor für die volumetrische Wärmekapazität [$\text{J} \cdot (\text{m}^3 \cdot \text{K})^{-1}$]

Messung der Temperaturleitfähigkeit

Die Temperaturleitfähigkeit wurde analog zur Wärmeleitfähigkeit mit dem optischen Laserscanner gemessen. Im Gegensatz zur Messung der Wärmeleitfähigkeit wird ein zweiter Infrarotsensor hinter der Wärmequelle und horizontal senkrecht zum ersten Sensor eingesetzt (Abbildung 30). Der zweite Sensor misst die maximale Temperatur nach der Zeit t , wodurch die Temperaturleitfähigkeit wie folgt beschrieben werden kann:

$$\kappa = \frac{(v \cdot T)^2 + y^2 - v \cdot T \cdot \sqrt{(v \cdot T)^2 + y^2}}{2 \cdot T} \quad [3.6]$$

Während der Messung werden zwei Standards mit bekannten verschiedenen Temperaturleitfähigkeiten eingesetzt. Die Temperaturleitfähigkeit der Gesteinsprobe muss höher als Standard 1 und niedriger als Standard 2 sein. Für Gesteinsproben wird die Kombination von geschmolzenen Quarz mit einer Temperaturleitfähigkeit von $0,85 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und Titanlegierung von $2,587 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ empfohlen.

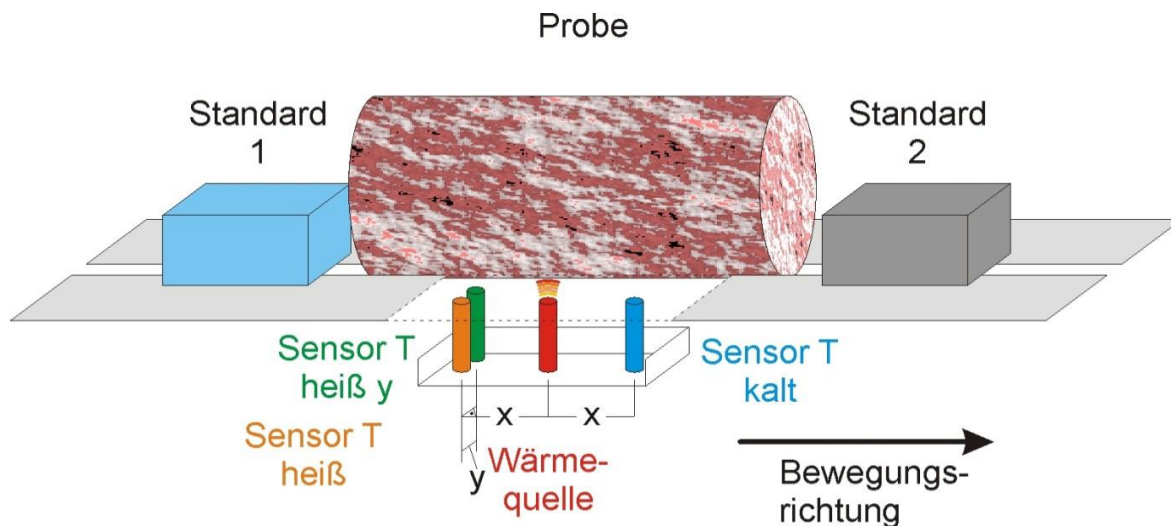


Abbildung 30: Messaufbau des Thermoscanners zur Messung der Temperaturleitfähigkeit, nach Bär (2012)

3.1.3 Hydraulische Gesteinseigenschaften

3.1.3.1 Darcy-Gesetz

Das Gesetz von Darcy beschreibt das Verhältnis zwischen der Durchflussrate durch einen Filter und seinem hydraulischen Gradienten (Hölting und Coldewey, 2012) und ist abhängig vom Durchlässigkeitsbeiwert k_f :

$$Q = k_f \cdot A \cdot i \quad [3.7]$$

Q = Durchfluss [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

A = Durchströmte Fläche [m^2]

$i = h/l$ = hydraulischer Gradient [-]

Obwohl die Einheit des Durchlässigkeitsbeiwertes K_f $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ist, beschreibt er keine Geschwindigkeit (Hölting und Coldewey, 2012). Er beschreibt die Durchflussrate einer Flüssigkeit durch einen Aquifer in Abhängigkeit vom hydraulischen Gefälle des Aquifers und ist abhängig von dessen Eigenschaften wie der Porosität und des Kluftsystems sowie des Wassers, wie Viskosität, Dichte und Temperatur. Darcy's Gesetz gilt ausschließlich für laminares Fließen (Langguth und Voigt, 2004). Die Reynolds-Zahl erlaubt die

Unterscheidung zwischen laminarem und turbulentem Fließen unter Berücksichtigung des Verhältnisses von Trägheit und Reibung nach Hantush (1964):

$$R_e = \frac{\rho \cdot v \cdot d_w}{\mu} \quad [3.8]$$

R_e = Reynoldszahl [-]

ρ = Dichte der Flüssigkeit [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]

v = Spezifischer Durchfluss [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

d_w = Durchflusswirksamer Korndurchmesser des Aquifermaterials [m]

μ = Dynamische Viskosität der Flüssigkeit [$\text{kg} \cdot (\text{m} \cdot \text{s})^{-1}$]

Für Reynolds-Zahlen kleiner 10 ist Fließen laminar (Jacob, 1950).

3.1.3.2 Rohdichte, Reindichte und Porosität

Die Rohdichte ist die Dichte eines den Porenraum miteinschließenden Festkörpers. Die Reindichte ist die Dichte der festen Bestandteile eines Festkörpers und berücksichtigt den dessen Porenraum nicht. Die Porosität ist gegeben durch den Quotienten aus Roh- und Reindichte und beschreibt das Volumen in einem Festkörper, das nicht von festen Bestandteilen ausgefüllt ist.

Die effektive Porosität beschreibt ein Porenvolumen, dessen Konnektivität der Porenräume und Risse einen hydraulischen Transport im Porenraum erlaubt. Die geschlossene Porosität beschreibt ein Porenvolumen, in dem die Poren isoliert vorliegen. Im Gegensatz zur effektiven Porosität berücksichtigt die von Langguth und Voigt (2004) eingeführte nutzbare Porosität im Porenraum vorhandene Fluide nicht, die im geschlossenen Porenvolumen gespeichert sind oder als Kapillarwässer an Mineraloberflächen haften. Die nutzbare Porosität beschreibt lediglich den Porenraum, der gespeicherte Fluide in Anwesenheit einer Druckerniedrigung freigibt. Mit geringerer Korngröße nimmt die Kornoberfläche pro Volumeneinheit als auch der Gehalt des Kapillarwassers zu. Die effektive Porosität nimmt von feinkörnigem zu grobkörnigem Sand zu und mit weiter zunehmender Korngröße wieder ab.

Messung der Reindichte

Zunächst wird das Reinvolumen des Probekörpers mit dem Heliumpycnometer AccyPyc 1330 bestimmt. Das Gerät beinhaltet eine Messzelle mit dem Volumen V_1 und einer Expansionskammer mit dem Volumen V_2 (Abbildung 31). Zu Beginn der Messung wird die Messzelle mit Helium durchflutet. Nach dem idealen Gasgesetz enthalten Gasvolumen bei konstanten Druck- und Temperaturbedingungen dieselbe Anzahl an Teilchen. Nachdem die Poren der Probe mit dem Gas vollständig gefüllt sind und der Zelldruck gemessen wurde, wird das Ventil zur Expansionskammer geöffnet, in die das Gas aus den Porenräumen strömt.

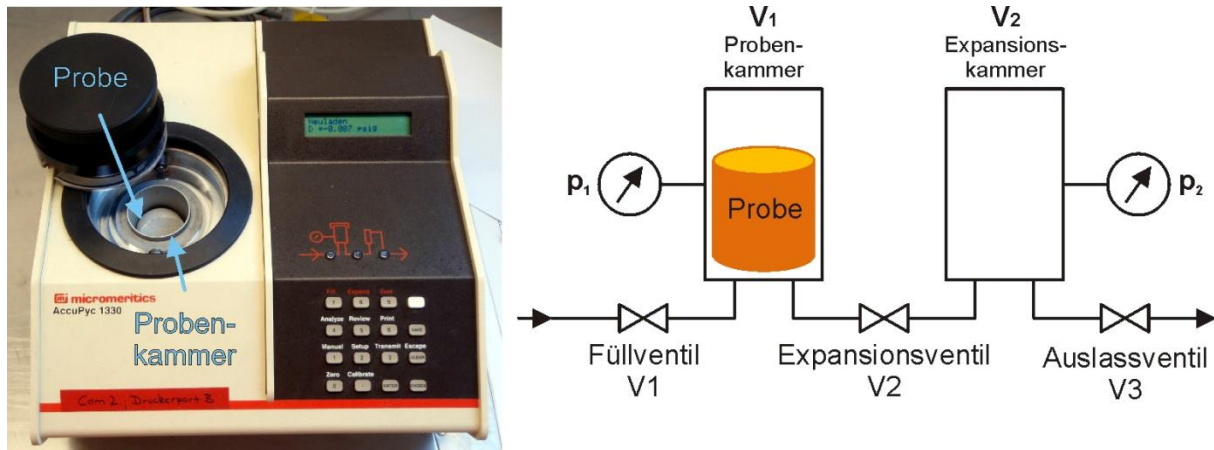


Abbildung 31: Funktionsweise des Gasverdrängungspyknometers AkkoPyc 1330, verändert nach Micromeritics (Bär, 2012)

Die Berechnung des Gasvolumens erfolgt anhand der Druckänderung des Gases während der Expansion von der Probenzelle zur Expansionszelle.

Es gilt nach Öffnung von Ventil 1:

$$p_1 \cdot (V_1 - V_R) = n \cdot R \cdot T \quad [3.9]$$

und nach Öffnung von Ventil 2:

$$p_2 \cdot (V_1 - V_R + V_2) = n \cdot R \cdot T \quad [3.10]$$

Daraus ergibt sich:

$$V_R = \frac{p_2 \cdot V_1 - p_1 \cdot V_1 + p_2 \cdot V_2}{(p_2 - p_1)} \quad [3.11]$$

p_1 = Druck im Probenraum vor Öffnung von Ventil 2 [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]

p_2 = Druck nach Öffnung von Ventil 2 [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]

V_1 = Volumen der Probenkammer [m^3]

V_2 = Volumen der Expansionskammer [m^3]

V_R = Reinvolumen der Probe [m^3]

n = Anzahl der Mole des Gases [-]

R = ideale Gaskonstante [$8,314 \text{ J} \cdot (\text{mol} \cdot \text{K})^{-1}$]

T = Umgebungstemperatur [K]

Die Reindichte wird aus dem Quotienten aus der vor der Messung gewogenen Probenmasse und dem Reinvolumen des Probenkörpers berechnet:

$$\rho_s = \frac{m_p}{V_R} \quad [3.12]$$

ρ_s = Reindichte [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]

m_p = Masse der Probe [kg]

Messung der Rohdichte und der Porosität

Die Rohdichte wird mit dem Pulver-Pycnometer Geopyc 1360 bestimmt (Abbildung 32). Das als Dryflow bezeichnete Pulver besteht aus feinkörnigem Graphit mit fluidähnlichen Eigenschaften, das sich ideal an die Konturen der Probe anpasst. Zunächst wird das Dry-Flow in einen Messzylinder gegeben und von einem Kolben mit einer Kraft von 145 Newton komprimiert. Das Volumen des Dryflows wird bestimmt, indem das Gerät die vom Kolben im Messzylinder zurückgelegte Strecke misst. Anschließend wird die Probe in den mit dem Dry-Flow gefüllten Messzylinder gegeben und der Vorgang mit derselben Kompressionskraft wiederholt. Basierend auf der Differenz der vom Kolben zurückgelegten Strecken beider Messungen und dem Radius des Messzylinders wird das Rohvolumen berechnet.

$$V_p = \pi \cdot r^2 \cdot \Delta l \quad [3.13]$$

V_p = Rohvolumen der Probe [m³]

r = Radius der Messkammer [m]

Δl = Differenzstrecke des Kolbenauszugs von beiden Messungen [m]

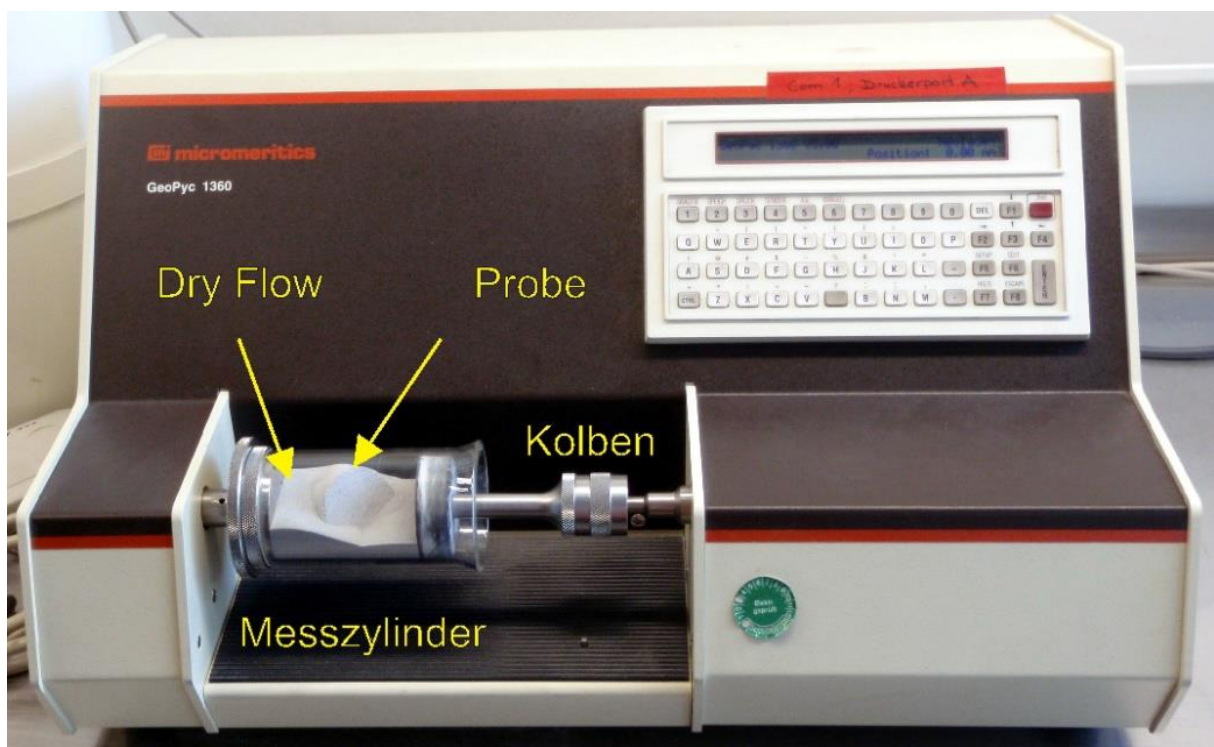


Abbildung 32: Funktionsweise des Pulverpycnometers Geopyc 1360, verändert nach Micromeritics (Bär, 2012)

Die Rohdichte wird schließlich anhand der Masse der Probe und der Volumendifferenz beider Messungen wie folgt berechnet:

$$\rho_r = \frac{m_p}{V_{\text{Dryflow+Probe}} - V_{\text{Dryflow}}} \quad [3.14]$$

ρ_r	= Rohdichte der Probe [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]
m_p	= Masse der Probe [kg]
$V_{\text{Dryflow+Probe}}$	= Volumen der Summe aus Dryflow und Probe [m^3]
V_{Dryflow}	= Volumen des Dryflows [m^3]

Die Porosität wird schließlich aus dem Quotienten der Differenz von Roh- und Reinvolumen und des Rohvolumens der Probe berechnet:

$$\emptyset = \frac{(V_p - V_R)}{V_p} \cdot 100 \quad [3.15]$$

\emptyset = Porosität [%]

V_p = Rohvolumen der Probe [m^3]

V_R = Reinvolumen der Probe [m^3]

3.1.3.3 Spezifische Wärmekapazität

Die spezifische Wärmekapazität c_p entspricht dem Gehalt an Wärme, die benötigt wird, um die Temperatur T eines Festkörpers mit einer Masse M um 1 K zu erhöhen. Die spezifische Wärmekapazität beschreibt das Vermögen eines Festkörpers, Wärme zu speichern, und ist abhängig von der Temperatur. Unter konstanten Druckbedingungen wird sie als isobare spezifische Wärmekapazität bezeichnet. Die volumenbezogene spezifische Wärmekapazität ist das Produkt aus spezifischer Wärmekapazität und Dichte (Buntebarth, 1989). Die spezifische Wärmekapazität wird aus der Rohdichte, Wärme- und Temperaturleitfähigkeit berechnet:

$$c_p = \frac{\Delta Q}{m \cdot \Delta T} = \frac{\lambda}{\rho \cdot \kappa} \quad [3.16]$$

c_p = Massenspezifische Wärmekapazität [$\text{J}\cdot(\text{kg}\cdot\text{K})^{-1}$]

λ = Wärmeleitfähigkeit [$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$]

Q = Wärmestrom [W]

ρ = Rohdichte der Probe [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]

m = Masse [g]

T = Temperatur [K]

κ = Temperaturleitfähigkeit [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$]

3.1.3.4 Gesteinspermeabilität

Die Gesteinspermeabilität ist eine Materialeigenschaft, die die Eigenschaften des Porensystems eines Gesteins beschreibt. Sie ist nicht abhängig vom Fluid, von dem das Gestein durchströmt wird. Der Permeabilitätskoeffizient wird nach Hölting und Coldewey (2012) wie folgt berechnet:

$$K = \eta \frac{Q \cdot l}{A \cdot \Delta p} \quad [3.17]$$

K = Permeabilitätskoeffizient [m^2]

η = Dynamische Viskosität [$\text{Pa} \cdot \text{s}$]

Q = Volumenstrom [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

Δp = Druckdifferenz [Pa]

l = Fließlänge [m]

Das Verhältnis von Permeabilität und der Durchlässigkeitsbeiwert wird nach Hölting und Coldewey (2012) wie folgt beschrieben.

$$K = k_f \frac{\eta}{g \cdot \rho} \quad [3.18]$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

g = Erdbeschleunigung = $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$

η = Dynamische Viskosität [$\text{Pa} \cdot \text{s}$]

ρ = Dichte der Flüssigkeit [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]

Messung der intrinsischen Gesteinspermeabilität K

Die intrinsische Permeabilität ist die effektive Gaspermeabilität der Luft unter unendlich hohem Druck und ist für Sandsteine etwa doppelt so hoch wie für Wasser (Hornung und Aigner, 2004). Da die Permeabilität unter unendlich hohem Druck nicht gemessen werden kann, werden die an fünf unterschiedlichen Druckstufen mit dem Gasdruck-Säulenpermeameter gemessenen Permeabilitätsergebnisse miteinander in Beziehung gesetzt und auf unendlich hohen Druck extrapoliert (Filomena et al., 2014).

Zuerst wurden die Höhe (h) und der Radius (r) der Probe auf den Zehntel Millimeter genau gemessen. Um Gasausdrucke während der Messung zu vermeiden, wurde die Messzelle von einer 1 mm dicken Latexmembran abgedichtet. Sie wird von einem externen Zelldruck (P_2) von 8 bar bis 10 bar gegen die Messzelle gedrückt.

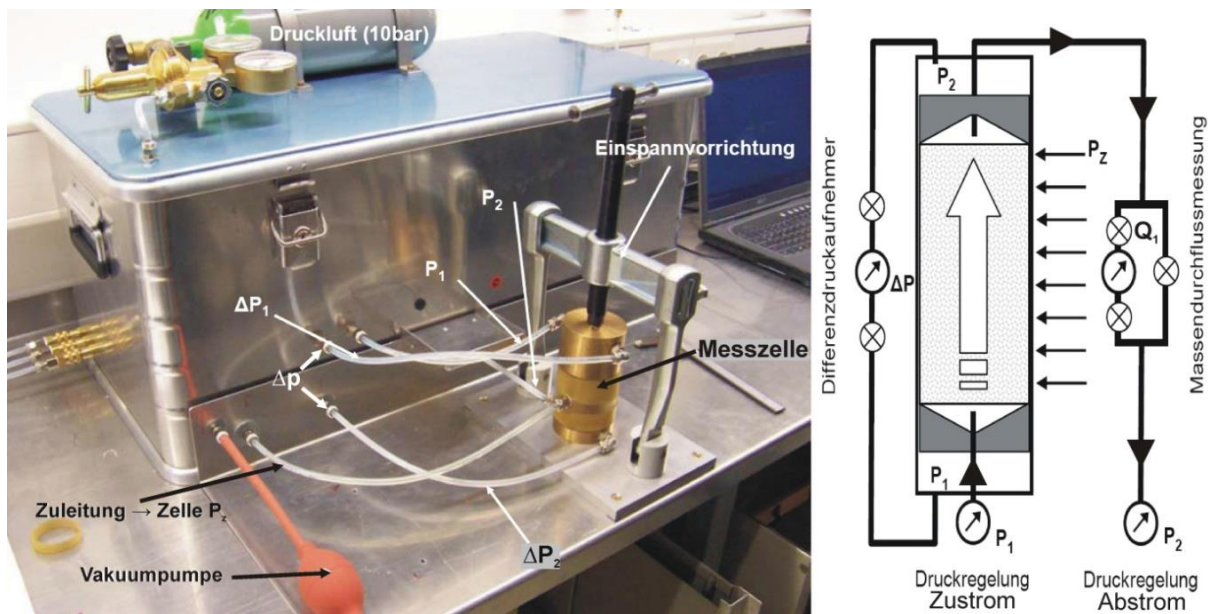


Abbildung 33: Apparatur und schematischer Aufbau des von Hornung und Aigner (2004) entwickelten Säulenpermeameters.

Während einer Messung wird der Anstromdruck, der Differenzdruck, die Durchflussrate und der Volumenstrom am Anstrom der Probe sowie der Ausflussdruck P_2 gemessen (Abbildung 33). Die Druckstufe wird über den Ausflussdruck kontrolliert. Der Inflow-Druck P_1 ist das Ergebnis aus Ausflussdruck und Differenzdruck (Δp). Die Drücke der fünf Druckstufen betragen 1.250 mbar, 2.000 mbar, 3.000 mbar, 4.000 mbar und 5.000 mbar. Pro Druckstufe werden 15 Einzelmessungen der Permeabilität durchgeführt, die in einem Toleranzbereich von 3 % liegen müssen. Solange diese Bedingung nicht erfüllt ist, wiederholt das Programm die Messserie bei gleicher Druckstufe.

Der Volumenfluss des Ausflusses der Probe wird wie folgt berechnet:

$$Q_2 = \frac{P_1}{P_2} \cdot Q_1 \quad [3.19]$$

Q_1 = Volumenstrom am Anstrom der Probe [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

Q_2 = Volumendurchfluss [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]

P_1 = Anstromdruck [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$]

P_2 = Abstromdruck [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$]

Die scheinbare Permeabilität K_a wird mit Darcy's Gesetz für kompressible Fluide berechnet und graphisch gegen den reziproken Druck ($\frac{1}{P}$) für jede Druckstufe aufgetragen:

$$K_a = \frac{2 \cdot \eta_f \cdot h \cdot P_2 \cdot Q_2}{\pi \cdot r^2 \cdot (P_1^2 - P_2^2)} \quad [3.20]$$

K_a = scheinbare Permeabilität [m^2]

η_f = Dynamische Viskosität des Fließmediums [$Ns \cdot m^{-2}$]

h = Höhe des Probenkörpers [m]

r = Radius des Probenkörpers [m^2]

Der reziproke Druck wie folgt berechnet:

$$\frac{1}{P} = \frac{2}{(P_1 + P_2)} \quad [3.21]$$

Gewöhnlich führt eine Zunahme des Drucks zu geringeren Permeabilitäten. Druck und Permeabilität beschreiben eine negativ lineare Korrelation, die unter Berücksichtigung von reziproken Druckstufen graphisch als ansteigende Regressionslinie beschrieben werden kann. Innerhalb dieses Klinkenberg-Plots (Klinkenberg, 1941; Jaritz, 1999) entspricht die intrinsische Permeabilität dem Schnittpunkt der Regressionslinie mit der y-Achse (Abbildung 34), die unendlich hohe Drücke repräsentiert.

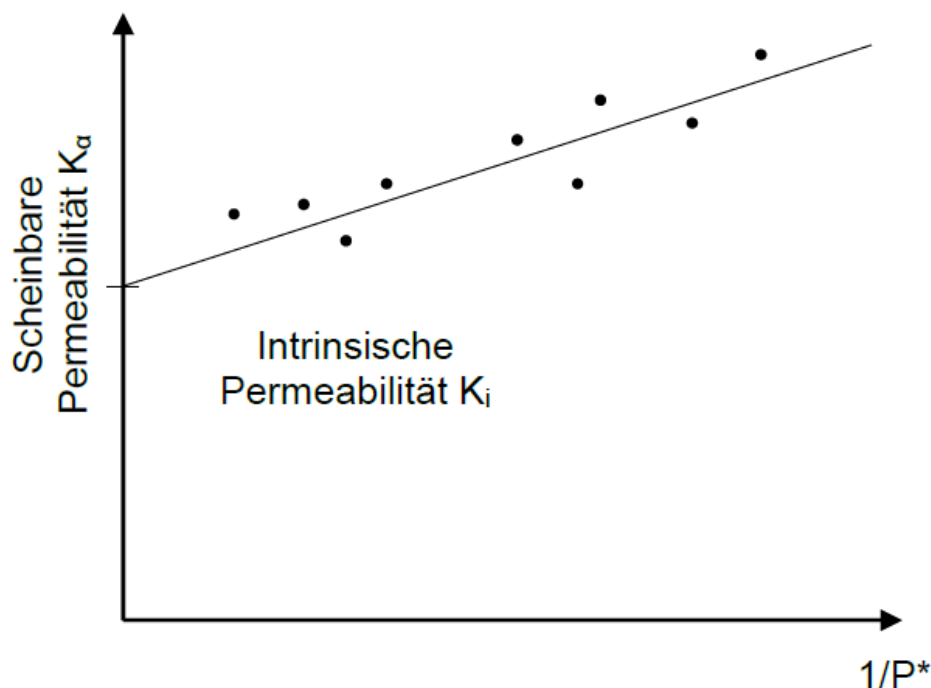


Abbildung 34: Klinkenberg-Plot zur Bestimmung der intrinsischen Permeabilität (Klinkenberg, 1941)

3.1.4 Petrographische Untersuchungen

Petrographische Untersuchungen wurden an insgesamt 155 Dünnschliffen durchgeführt. Davon kommen 75 aus allen Formationen des Saar-Nahe-Beckens, 6 aus den Unteren Langen-Schichten im Sprendlinger Horst, 7 aus den Bleichenbach-Schichten in der Wetterau, 20 aus Kernbohrungen aus Ost- und Nordost-Hessen, 12 aus der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und 35 aus Reservoirtiefe im nördlichen Oberrheingraben. Die petrographischen Dünnschliffuntersuchungen umfassen die Bestimmung des Modalbestands, der mit der Point Counting-Methode von mindestens 300 Körnern pro Dünnschliff ermittelt wurde, der ebenfalls ausgezählten intragranularen Porosität (Paxton et al., 2002), der Korngröße und Sortierung und Rundung der Körner sowie die Bestimmung der Zementationsart. Ebenfalls wurde der Einfluss der Zementationsart und des Ablagerungstyps auf die Porositäts-Permeabilitätsbeziehung, den Kompaktionsgrad nach Houseknecht (1988) und den Illitgehalt im Porenraum untersucht. Außerdem wurden die Untersuchungen zum Modalbestand für eine Provenanzanalyse genutzt.

Die Zementationsart lässt Rückschlüsse auf diagenetische Prozesse zu, die einen großen Einfluss auf die Porosität und Permeabilität während der Versenkung haben (Gaupp, 1996; Molenaar, 1998; Wolfgramm, 2005). Der Zusammenhang zwischen Ablagerungsbedingungen, die im Aufschluss nach den Klassifikationen nach Füchtbauer (1988), Miall (1996), Reading (1996) und Bristow et al. (2000) untersucht wurden, und diagenetischen Prozessen ist in zahlreichen Studien untersucht worden (Seemann, 1979; Almon, 1981; Füchtbauer 1983; Giles et al., 1992, Giles, 1997; Gaupp et al., 1993; Hiatt und Kayser, 2000).

Das Intergranularvolumen (IGV, Houseknecht, 1988; Paxton et al., 2002) wird als Bestimmungsmaß für den Kompaktionsgrad von Sandsteinen herangezogen, der einen großen Einfluss auf ihre Porosität und Permeabilität hat (Houseknecht, 1987, 1988; Ehrenberg, 1989, 1995). Die durch lithostatischen Überdruck während der Versenkung hervorgerufene mechanische Kompaktion führt zu einer Reorientierung und Neustrukturierung der Körner und einer Reduzierung des Kornvolumens und somit zu einer Reduzierung des IGV (Houseknecht 1987). Die Abnahme des IGV von ursprünglichen 40 % von unverfestigtem Sand durch mechanische Kompaktion ist auf 26 % limitiert, da dieser Wert der Anordnung einer idealen Kugelpackung entspricht. Für schlechter sortierte Sandsteine mit eckigen oder abgerundeten Körnern müssen diese Werte reduziert werden. Das IGV kann darüber hinaus nur durch eine chemische Kompaktion durch Lösungen des Korngerüsts an Korn-Korn-Kontakten erfolgen, die mit intergranularer Drucklösung einhergeht und tiefere Versenkungstiefen anzeigt. Illit im Porenraum reduziert in hohem Maß die Permeabilität in Reservoirsandsteinen (Bjørlykke, 1996; Rossi et al., 2002; Worden und Morad, 2003) und steht in Zusammenhang mit dem Feldspatgehalt (Rossi et al., 2002). Daher wurde der Illitgehalt nach dem Feldspatgehalt ausgewertet.

Provenanzanalysen dienen der Rekonstruktion des Transportweges des von einem Ausgangsgestein bzw. Liefergebiet abgegebenen Sediments bis zu seiner Ablagerung

(Dickinson, 1985; Pettijohn et al., 1987; Weltje und Eynatten, 2004). Die Petrographie von Sandsteinen, die Informationen über die Ausgangsgesteine enthält, aus denen sie gebildet wurden, wird hauptsächlich vom Ausgangsgestein, Transportprozessen, Ablagerungsbedingungen (Weltje und Eynatten, 2004) und diagenetischen Prozessen beeinflusst (Dickinson und Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983). Der Detritus der Ausgangs- bzw. Liefergesteine hat einen signifikanten Einfluss auf den Modalbestand von ursprünglichen Beckenablagerungen und somit auf ihr Verhalten gegenüber diagenetischen Prozessen und ihre Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung mit der Versenkung. Daher ist in der Erdöl- und Erdgasexploration die Identifikation von Liefergesteinen und -gebieten ein wichtiges Werkzeug zum Verständnis der Zusammensetzung von Reservoirgesteinen (Espitalie et al., 1977; Bordenave und Burwood, 1990). Unter Kenntnis der Topographie und Verbreitung von außerhalb des Beckens liegenden geologischen Einheiten während des Permokarbons können Liefergesteine interpretiert und verschiedenen Liefergebieten innerhalb des variszischen Orogens zugeordnet werden.

3.1.5 Auswertungsmethodik thermophysikalischer und petrographischer Kennwerte

Die thermophysikalischen Gesteinskennwerte und petrographischen Ergebnisse wurden nach Ablagerungstyp, Gesteinsart, Korngröße, Stratigraphie, Zementationsart, Kompaktionsgrad nach Houseknecht (1988) und Illitgehalt im Porenraum ausgewertet. Des Weiteren wurde die wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit nach Fuchs et al. (2013), mit dem geometrischen Mittel sowie der Gesteinsmatrix berechnet. Nach Fuchs et al. (2013) wird die wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit aus dem Wärmeleitfähigkeits- und Porositätsmesswert der trockenen Probe, zwischen denen ein linearer Zusammenhang vermutet wird, wie folgt berechnet.

$$y = 2,244 \cdot \lambda + 0,817 \cdot \phi + 1,579 \quad [3.22]$$

y = Berechnete wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]

λ = Wärmeleitfähigkeit der trockenen Probe [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]

ϕ = Porosität [-]

Das zur Berechnung der wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit vom Lichtenecker-Modell abgeleitete geometrische Mittel, das von Clauser und Huenges (1995), Pribnow und Sass (1995), Williams et al. (1995), Schoen (1996), Popov et al. (2003) und Hartmann et al. (2005) genutzt wurde, hängt von der Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix und des porenfüllenden Fluids ab und sieht einen exponentiellen Zusammenhang mit der Porosität vor:

$$\lambda_{geo} = \lambda_{fluid}^{\phi} \cdot \lambda_{gestein}^{1-\phi} \quad [3.23]$$

λ_{geo} = Geometrisches Mittel der Wärmeleitfähigkeit [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]

λ_{fluid} = Wärmeleitfähigkeit des Porenfluids [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]

$\lambda_{gestein}$ = Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]

ϕ = Porosität [-]

3.2 Hydraulische Gebirgseigenschaften

3.2.1 Auswertung von Pumpversuchsdaten

Zur Bestimmung von Durchlässigkeitsbeiwerten des Permokarbons wurden in der projektbezogenen Diplomarbeit von Klaeske (2012) Pumpversuchsdaten ausgewertet, die vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie und Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz zur Verfügung gestellt wurden. Ein Pumpversuch ist ein hydrogeologischer Feldtest und lässt Rückschlüsse auf die In-situ-Eigenschaften des Aquifers zu. Während des Tests führt das Abpumpen des Wassers aus dem Brunnen zu einer Abnahme des Grundwasserspiegels im Brunnen und seiner Umgebung (Kruseman und de Ridder, 1973). Die Endtiefen der Bohrungen, die sich in den Aufschlussanaloggebieten befinden, schwanken zum überwiegenden Teil zwischen 100 und 200 m. Weiterhin wurden nur Pumpversuchsdaten aus Bohrungen verwendet, die ausschließlich Rotliegendesteine verfilterten. Bei einigen Brunnen wurden mehrere Pumpversuche durchgeführt. Der Datensatz beläuft sich insgesamt auf 461 Pumpversuchsdaten (Rheinland-Pfalz: 156, Hessen: 305) aus 233 Bohrungen (Rheinland-Pfalz: 87, Hessen: 146). Die rheinland-pfälzischen Bohrungen befinden sich im Saar-Nahe-Becken, in der Wittlicher Senke und der Pfälzer Mulde, die hessischen Bohrungen in der Wetterau, Bad Vilbel, dem Sprendlinger Horst und der Hofheimer Scholle (Abbildung 35).

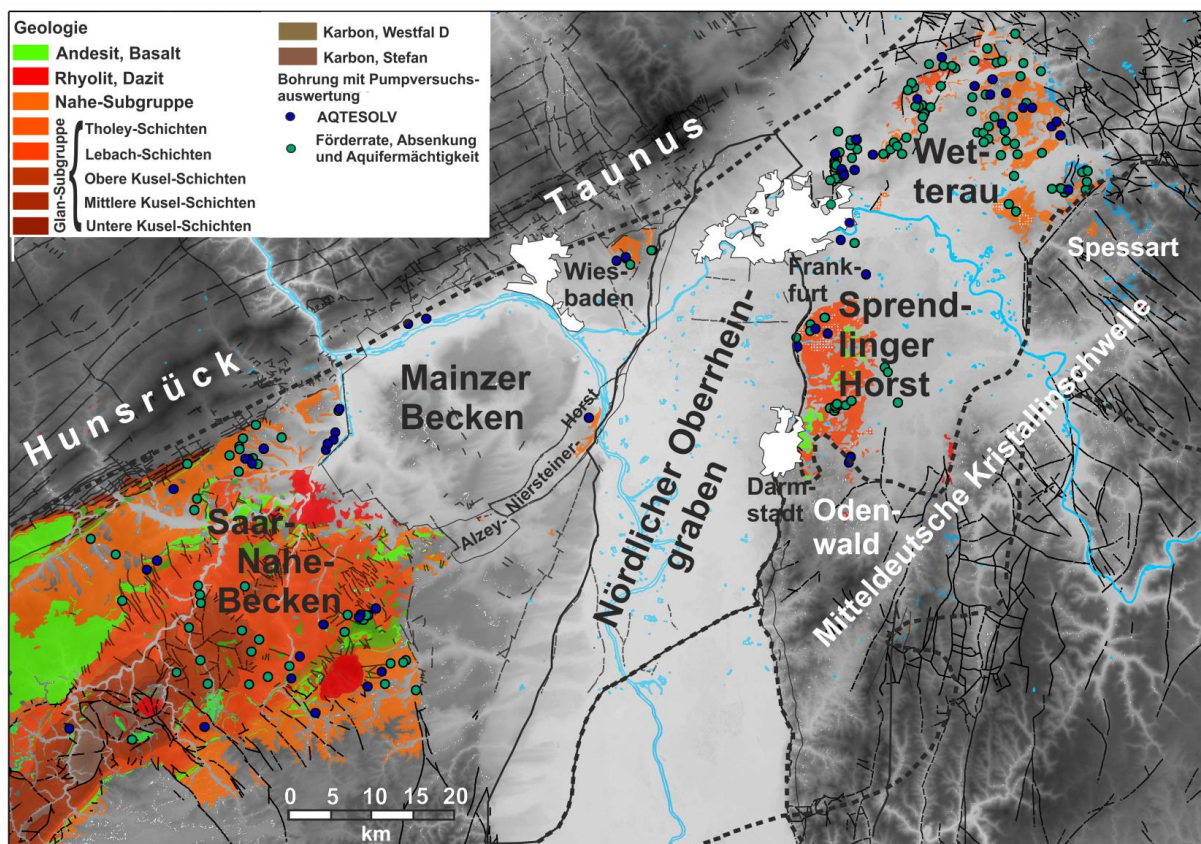


Abbildung 35: Lage der Bohrungen, deren Pumpversuchsdaten zur Bestimmung der Durchlässigkeitsbeiwerte genutzt wurden (HLUG, LGB-RLP).

Die überwiegende Anzahl der Pumpversuchsdaten enthielt nur Angaben über die Entnahmerate und die zugehörige Absenkung (Klaeske, 2012). Die für die Berechnung der notwendigen Mächtigkeiten der jeweils genutzten Grundwasserleiter wurden entweder mit Hilfe der Schichtenverzeichnisse oder zusätzlicher Angaben zur Filterstrecke und Zustrombereichen ermittelt. In der Regel wurde jedoch die verfilterte Mächtigkeit angesetzt, so dass auch schlecht durchlässige Horizonte mitberücksichtigt sind und die ermittelte Durchlässigkeit der gesamten erfassten Gesteinsabfolge entspricht.

3.2.2 Bestimmung von hydrogeologischen Kennwerten

Zu den hydrogeologischen Kennwerten, die für die Auswertung von Pumpversuchsdaten entscheidend sind, zählen die Transmissibilität und der Speicherkoeffizient sowie die in Klaeske (2012) eingehend beschriebenen Methoden zum Dupuit-Thiem-Verfahren (Thiem, 1906) für stationäre Verhältnisse, Verfahren nach Theis (1935) für instationäre Verhältnisse, dem Gradlinienverfahren von Cooper-Jacob (1946) und dem Wiederanstiegsverfahren nach Theis (1935).

3.2.2.1 Transmissibilität T

Die Transmissibilität beschreibt den Volumenfluss eines Fluids mit dem hydraulischen Gradienten 1 durch einen Querschnitt, der senkrecht zur Durchströmrichtung ist, einen Meter breit ist und den ganzen Aquifer ausfüllt (Langguth und Voigt, 2004). Im Gegensatz zum Durchlässigkeitsbeiwert berücksichtigt die Transmissibilität die Inhomogenität des Aquifers mit seinen verschiedenen durchlässigen Schichten (Hölting und Coldewey, 2012):

$$T = \sum_{i=1}^n (k_f \cdot M)_i \quad [3.24]$$

T = Transmissibilität [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert der grundwasserführenden Schicht [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

M = Grundwassermächtigkeit [m]

3.2.2.2 Speicherkoeffizient S

Der Speicherkoeffizient beschreibt die Speicherkapazität eines Aquifers (Langguth und Voigt, 2004) und ist definiert als Produkt der Aquifermächtigkeit und dem Verhältnis der Änderung eines gespeicherten Wasservolumens pro Volumeneinheit des Grundwassers und dem Produkt aus der Änderung der Spiegelstandhöhe um 1 Meter und dem Volumen des Grundwassergebiets (Hölting und Coldewey, 2012):

$$S = \frac{\Delta V_{Gw}}{V_{ges} \cdot \Delta h_s} \cdot M \quad [3.25]$$

S	= Speicherkoeffizient [-]
ΔV_{GW}	= Änderung des gespeicherten Grundwasservolumens [m ³]
V_{ges}	= Volumen des Grundwasserraumes [m ³]
Δh_s	= Änderung der Standspiegelhöhe [m]
M	= Grundwassermächtigkeit [m]

In ungespannten Aquiferen entspricht der Speicherkoeffizient der nutzbaren Menge des Hohlraumanteils. In gespannten Grundwasserleitern wird der Speicherkoeffizient als Wasseraustritt pro Formationsvolumen während der Druckabnahme definiert, die mit der Abnahme der Wassersäule um 1 m einhergeht. Der Speicherkoeffizient variiert zwischen 10^{-4} in gespannten und 10^{-1} in ungespannten Aquiferen. Je höher der hydrostatische Druck ist, desto geringer ist die Speicherkapazität des Aquifers (Hölting und Coldewey, 2012).

3.2.3 Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes

In dieser Arbeit wurden alle Pumpversuchsdaten mit der Bestimmungsmethode des Durchlässigkeitsbeiwertes nach Bieske (1956) ausgewertet (Bär, 2012). Für die Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes nach Bieske (1956) gilt für gespanntes [3.26] und freies [3.27] Grundwasser:

$$k_f = \frac{Q}{M \cdot s} \quad [3.26]$$

$$k_f = \frac{Q}{h_m \cdot s} \quad [3.27]$$

k_f	= Durchlässigkeitsbeiwert [m·s ⁻¹]
Q	= Entnahmerate unter quasistationären Bedingungen [m ³ ·s ⁻¹]
M	= Mächtigkeit des genutzten Grundwasserleiters [m]
s	= Absenkungsbetrag im Brunnen [m]
h	= Abgesenkte Wassersäule über Brunnensohle [m]
h_m	= $h+s/2$

Von etwa 100 Testdaten, die über Angaben des Bohrlochdurchmessers der Grundwassermessstelle verfügten, wurde der Durchlässigkeitsbeiwert zusätzlich mit AQTESOLV (Aquifer Test SOLver) berechnet. AQTESOLV ist eine Auswertungssoftware von Aquifertests für gespannte, freie und Kluft-Grundwasserleiter (Duffield, 2007) und berechnet die hydraulischen Kennwerte für Pumpversuche, Versuche mit konstanter Druckhöhe und Slugtests (z. B. Fetter, 2000). AQTESOLV ermöglicht die Auswertung von Pumpversuchen mit den Verfahren von Theis (1935) sowie Cooper und Jacob (1946). Wichtige Eingabeparameter sind Absenkungswerte zu verschiedenen Zeitpunkten und die dazugehörigen Förderraten sowie die Aquifermächtigkeit und der Bohrdurchmesser der Grundwassermessstelle. Der Korrelationskoeffizient beider Methoden liegt für nach Theis (1935) ausgewerteten Daten bei 0,86 und für nach Cooper und Jacob (1946) ausgewerteten Daten bei 0,89 sowie für die rheinland-pfälzischen Testdaten bei 0,87 und für die hessischen Testdaten bei 0,67 (Abbildung 36). Somit stützen die mit AQTESOLV Neuberechneten Gebirgskennwerte die nach Bieske (1956) berechneten Werte und zeigen, dass letztere als repräsentativ angesehen werden können.

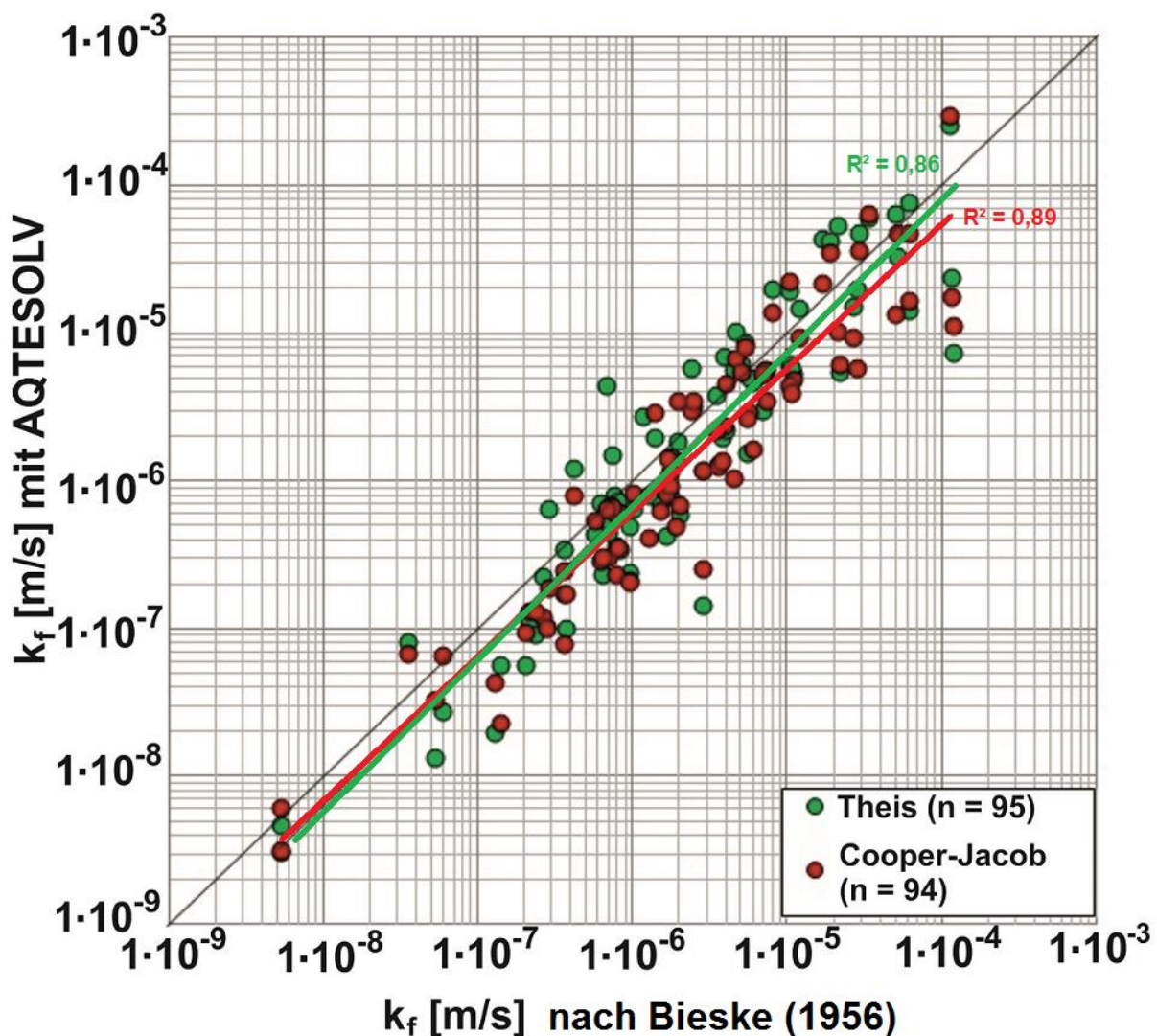


Abbildung 36: Korrelation von nach Bieske (1956) und mit AQTESOLV ausgewerteten Durchlässigkeitsbeiwerten. Die AQTESOLV-Daten wurden getrennt nach den Verfahren von Theis (1935) und Cooper und Jacob (1946) ausgewertet.

Die aus den Pumpversuchsdaten berechneten k_f -Werte wurden zunächst nach den rheinland-pfälzischen Regionen Saar-Nahe-Becken, Wittlicher Senke und Pfälzer Mulde und den hessischen Regionen Mainzer Becken, Hofheimer Scholle, Sprendlinger Horst, Bad Vilbel und Wetterau (Abbildung 35) ausgewertet. Außerdem wurden die Durchlässigkeitsbeiwerte im Saar-Nahe-Becken nach der Stratigraphie sowie der Aquifertiefe ausgewertet. Darüber hinaus wurde der Einfluss der Entfernung zur nächstgelegenen Störung sowie ihrer Orientierung untersucht. Dafür wurden die Koordinaten der Bohrungen, von denen Testdaten vorhanden waren, im Saar-Nahe-Becken und in geologischen Karten (1:25.000) verzeichnete Störungen in GIS visualisiert und die Entfernung von einer Bohrung zur Störung mit einem Messtool gemessen und deren Orientierung vermerkt.

Der Zusammenhang zwischen k_f -Wert und Teufe wurde erstmals von Ingebritsen und Manning (1999) untersucht und als logarithmisch abnehmend beschrieben. Stober und Bucher (2007) bestätigten diesen Zusammenhang für kristalline Gesteine anhand von 400 hydraulischen Testdaten von etwa 150 Bohrungen im nördlichen Schwarzwald und beschrieben ihn mit folgender Gleichung:

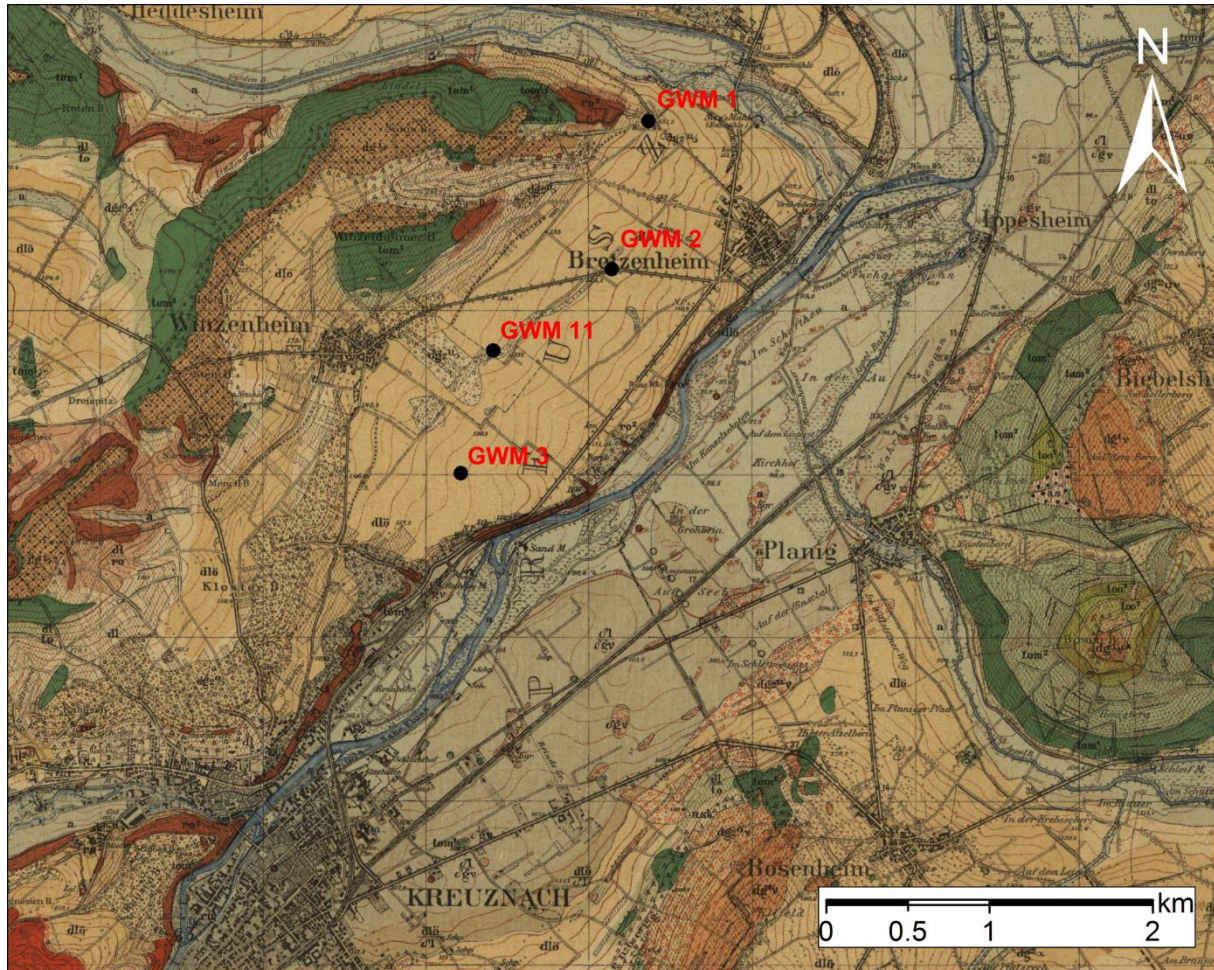
$$\log K_G = -0,92 \cdot \ln(z) - 8,15 \quad [3.28]$$

K_G = Gebirgsdurchlässigkeit [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

z = Tiefe [km]

3.2.3.1 Pumpversuch in Bretzenheim

Zusätzlich zu den Pumpversuchsdaten wurden selbst zwei Pumpversuche an der Grundwassermessstelle 11 in Bretzenheim im östlichen Mainzer Becken durchgeführt (Klaeske, 2012, Abbildung 37). Sie ist 120 m tief und trifft ab einer Teufe von 14 m die Kreuznach-Formation an. Die Lithologie des Aquifers besteht im Wesentlichen aus Sandstein- und Tonsteinlagen der Kreuznach-Formation (Abbildung 38).



Legende

	Hangschutt		tonige Mergel, Kalke, Milchquarkonglomerat (Süßwasserschichten)	Ober-Oligozän
	Lehm		Mergel (Cyrenenmergel)	
	Schotter (Niederterrassen)		Mergel, Kalke, Sande, Konglomerate (Schleichsand)	Mittel-Oligozän
	Löß und Lößlehm		mergelige Tone, Kiese und Sande (Septarienton)	
	Schotter (Mittlere Terrassen)		Sande und Konglomerate (Alzeier Meeressand)	Rotliegend
	Schotter (Ältere Terrassen)		Sandsteine und Tonsteine (Kreuznacher Schichten)	
	Kiese und Sande		Konglomerate und Sandsteine (Waderner Schichten)	
	Mergel und Kalke (Corbicula-Kalk)		Rhyolith (Quarzporphyr)	
			Miozän	
			Pliozän	
			Dilluvium	

Abbildung 37: Lage der Grundwassermessstellen 1, 2, 3 und 11 (Wagner, 1926 aus Klaeske, 2012). An der Grundwassermessstelle 11 wurden zwei Pumpversuche durchgeführt. Pumpversuchsdaten aus der Grundwassermessstellen 1, 2 und 3 aus dem Jahr 2001 dienen als Vergleichswert.

Grundwassermessstelle 11

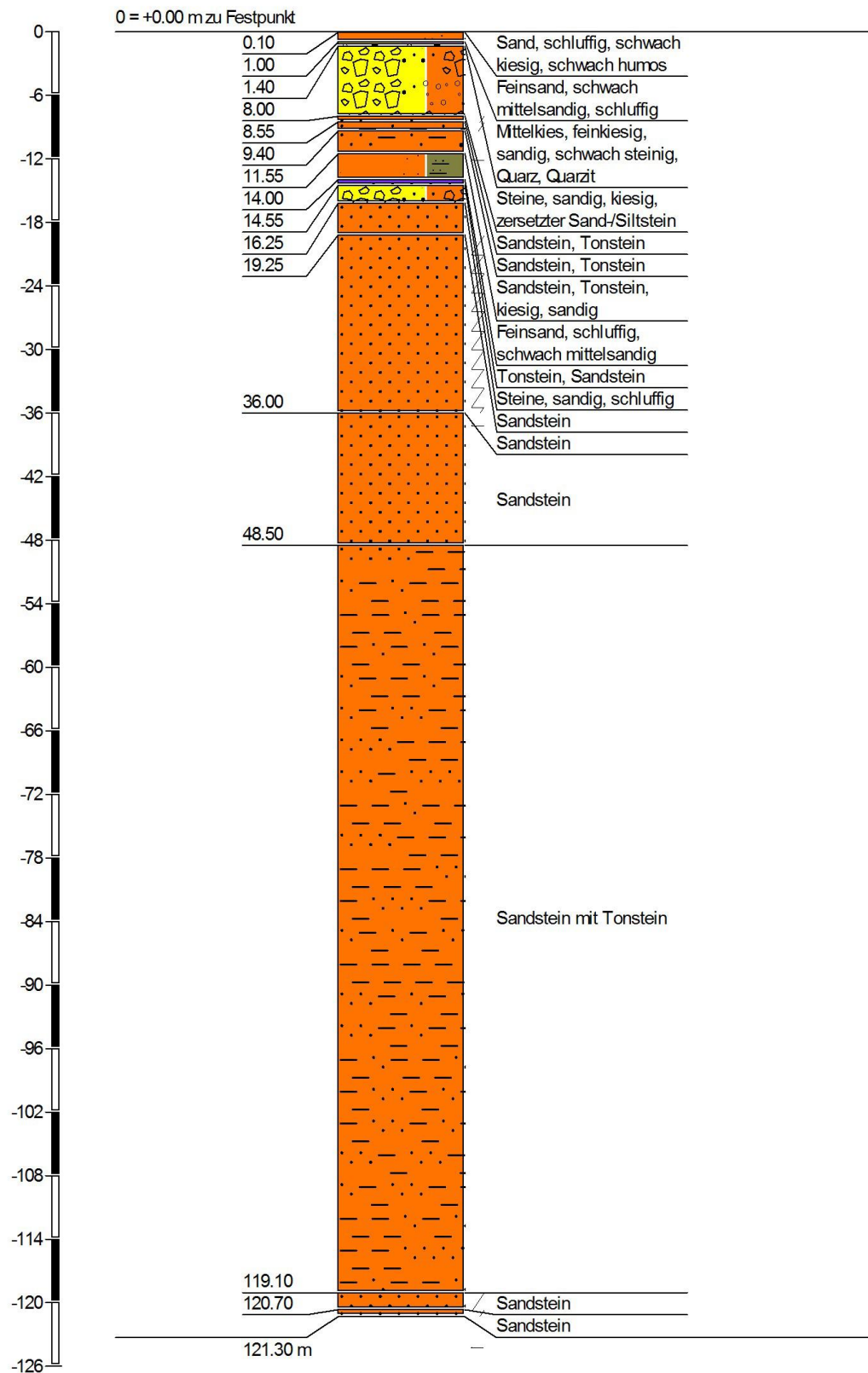


Abbildung 38: Profil der Grundwassermessstelle 11 (H. Anger's Söhne Bohr- und Brunnenbaugesellschaft mbH, 2001, aus Klaeske, 2012))

Der Ausbau der Messstelle wurde 2001 von der Anger's Söhne Bohr- und Brunnenbaugesellschaft mbH durchgeführt. Drei Filter wurden in Teufen zwischen 52,5 m und 63 m, 74 m und 80 m sowie 93 m und 120 m eingebaut. Die Filterstrecke betrug 43,5 m und der Bohrlochradius 0,156 m. Für den Pumpversuch wurde eine drehzahlgeregelte Pumpe von Grundfos vom Typ SQE 5-70 verwendet. Sie wurde mit in einem mit einem Vollwandrohr ausgebauten Teilbereich in einer Teufe von 65 m u. ROK eingebaut. Zusätzlich wurde ein Datenlogger eingebaut. Zu Beginn des Pumpversuchs wurde die natürliche Absenkung des Grundwasserspiegels 14 Tage lang gemessen.

Während des Pumpversuchs wurde mit drei unterschiedlichen Förderraten gepumpt (Klaeske, 2012). Die erste Pumpstufe mit einer Förderrate von $0,7 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ dauerte 23,5 h, die zweite Pumpstufe mit einer Förderrate von $1 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ 48 h und die dritte Pumpstufe mit einer Förderrate von $1,25 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ 22,5 h. Jedes Mal wurde ein quasistationärer Zustand erreicht. Der Datenlogger zeichnete den Grundwasserstand an den ersten drei Tagen nach Beginn des Pumpversuchs minütlich und anschließend zehnminütlich auf. Nach Beendigung des ersten Pumpversuchs wurde der Wiederanstieg in denselben zeitlichen Abständen gemessen wie bei der Absenkung. Während des ersten Pumpversuchs wurden mehrmals Wasserparameter wie Temperatur, pH-Wert und Leitfähigkeit (s. Anhang) erhoben. Der pH-Wert wurde mit der pH-Elektrode SenTix 41 und die Leitfähigkeit mit dem Leitfähigkeitsmessgerät TetraCon 325 gemessen. Anschließend wurde ein zweiter Pumpversuch mit der höchsten Pumpstufe ($Q = 1,25 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$) gefahren und wieder der Grundwasserspiegel in denselben Abständen gemessen. Nachdem nach etwa 26 h ein quasistationärer Beharrungszustand erreicht worden war, wurde die Pumpe abgestellt und der Wiederanstieg des Grundwasserspiegels gemessen. Insgesamt wurde der Grundwasserspiegel über 20 Tage beobachtet. Die während der beiden Pumpversuchstests gemessenen Grundwasserspiegel wurden niederschlagskorrigiert. Dazu wurden die in Station Bad Kreuznach gemessenen Niederschlagsmengen verwendet. Für die Aquifermächtigkeit wurde die Distanz zwischen Grundwasserspiegel und Endtiefe angenommen (Klaeske, 2012). Unter der Annahme eines Porengrundwasserleiters wurden für die Auswertung die Verfahren von Theis (1935) und Cooper und Jacob (1946) gewählt. Als Vergleich der Ergebnisse dienten Pumpversuchsdaten, die an den drei umliegenden Grundwassermessstellen 1, 2 und 3 gewonnen wurden (Abbildung 37).

3.3 3D-Laserscanning eines Sandsteinaufschlusses im östlichen Saar-Nahe-Becken

Beim Terrestrischen Laserscanning wird mit einem Laserscanner eine virtuelle hochdetaillierte dreidimensionale Punktwolke des Aufschlusses erstellt (z. B. Enge et al., 2007). Sie bietet durch geeignete Datenprozessierung die Ermittlung statistischer Kluftparameter wie der Orientierung, Dichte und Länge (Laux und Henk, 2015), die neben der Öffnungsweite als Eingabeparameter für Discrete Fracture Network (DFN)-Modellierungen dienen (Dershowitz et al., 1998; Rogers et al., 2009). Ein DFN-Modell wird zur Berechnung der Permeabilität aufgenommener Trennflächen genutzt. Der große Vorteil des Terrestrischen Laserscannings liegt darin, größere Bereiche und insbesondere höhere Wände von Aufschlüssen zu erfassen und der weiteren Analyse zugänglich zu machen als bei der gewöhnlichen Trennflächenaufnahme mit dem Gefügekompas. Zudem kann ein Sicherheitsrisiko ausgeschlossen werden, da die Datenerfassung mit ausreichendem Abstand vom Aufschluss durchgeführt werden kann (z.B. Kemeny and Post, 2003). Der verwendete Faro Fucus^{3D} Multisensor Laserscanner wurde entwickelt von Faro Technologies Inc. und der Alliance for integrated spatial technologies (AIST) in Kooperation mit der University of South Florida.

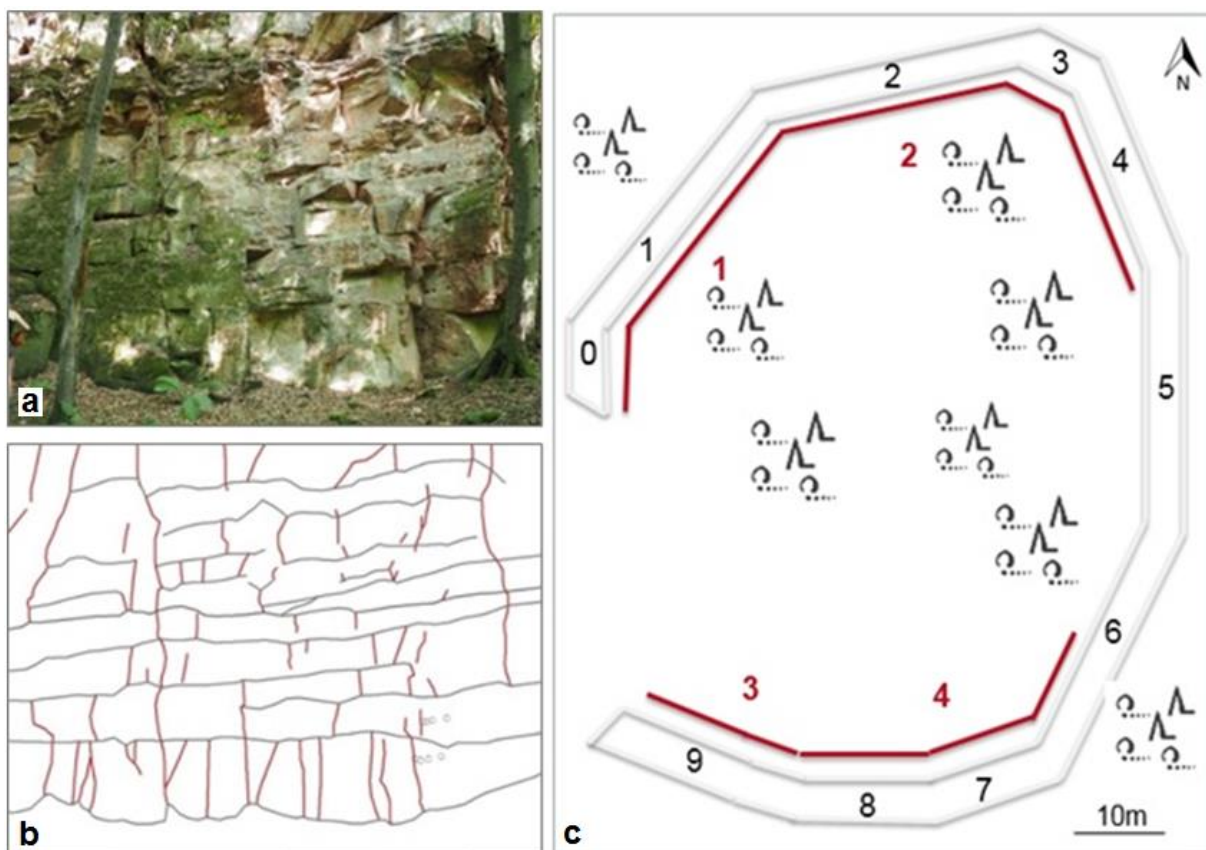


Abbildung 39: a) Foto des abgescannten etwa 120 m langen Aufschlusses (R3426036; H5505593) nahe Orbis im östlichen Saar-Nahe-Becken, b) Skizzierung der im Foto vorkommenden Trennflächen und c) Topview auf diesen in 10 untergliederte Kompasssegmente (schwarze Ziffern) und in 4 untergliederte Scansegmente (rote Ziffern) (Betten, 2015)

Die Laserscanningkampagne, die im Rahmen der projektbezogenen Masterarbeit von Betten (2015) durchgeführt wurde, fand in einem ehemaligen Steinbruch (R3426036; H5505593) nordwestlich von Kirchheimbolanden im östlichen Saar-Nahe-Becken statt, in dem 15 m bis 25 m der Oberkirchen-Formation der Tholey-Schichten aufgeschlossen sind. Der ehemalige Steinbruch weist eine Hufeisenform auf, welche sich durch die orthogonal zum Streichen der Hauptstörungen vorherrschende Abbaurichtung ergibt (Abbildung 39c). Die Flanken des Aufschlusses sowie der Scheitelpunkt weisen jeweils eine Länge von etwa 30 m bis 40 m auf, so dass sich eine Gesamtaufschlusslänge von etwa 120 m ergibt.

3.3.1 Vorarbeiten im Aufschluss

Der Aufschluss wurde in 10 Segmente mit gleicher vertikaler Orientierung, aber unterschiedlicher Länge unterteilt. Kompassmessungen zur Trennflächenaufnahme wurden an allen 10 Segmenten durchgeführt, die deshalb im Weiteren Kompasssegmente genannt werden. 8,5 dieser Kompasssegmente wurden an vier verschiedenen Tagen ebenfalls mit dem Laserscanner abgescannt, die im Weiteren als Scansegmente bezeichnet werden. Dabei entspricht Scansegment 1 Kompasssegment 0 und 1, Scansegment 2 Kompasssegment 2, 3 und 4, Scansegment 3 Kompasssegment 9 und Scansegment 4 Kompasssegment 7 und 8 sowie etwa der Hälfte von 6 (Abbildung 39c). Eine zu hohe Vegetationsdichte verhinderte das Abscannen des Kompasssegmentes 5 sowie der zweiten Hälfte von 6.

Vor dem Gebrauch des Scanners wurden Referenzobjekte am Aufschluss ausgelegt, da sie im Rahmen der späteren Auswertung der Scandaten als Fixpunkte bei der Verknüpfung einzelner Scans dienten. Laut Hersteller sind mindestens drei Referenzen pro Überschneidungsbereich von zwei benachbarten Scans notwendig. Als Referenzobjekte wurden weiße Plastikkugeln mit einem Durchmesser von 15 dm gewählt (Abbildung 40). Diese Referenzkugeln wurden durch das Anbringen von Stützstativen auch an unebenen Flächen des Aufschlusses aufgestellt. An hohen Teilbereichen des Aufschlusses wurden die Kugeln zusätzlich mit heruntergelassenen transparenten Kunststoffschnüren angebracht. Des Weiteren war bei der Positionierung der Zielobjekte zu beachten, dass keine Beeinträchtigungen in der Sichtlinie von Scanner und Objekt vorhanden sein durften, z.B. durch Vegetation. Außerdem sollten die Objekte in variierenden geometrischen Anordnungen zueinander ausgelegt und in einem von der Auflösung abhängigen Minimal- und Maximalabstand zum Laserscanner positioniert werden, zum Beispiel von maximal 18 m bei einer 1/4-Auflösung. Laut dem Hersteller führen bereits geringe Differenzen in der Positionierung der Referenzkugeln zu Fehlern bei der Verknüpfung der Einzelscans. Da die Referenzkugeln zu Beginn eines neuen Scantags nicht genau an derselben Stelle positioniert werden konnten, von wo sie am vorigen Scantag eingesammelt wurden, musste ein Scansegment von jedem Scantag erstellt und die Daten einzeln bearbeitet werden.

Beeinflussende Faktoren auf die Qualität des Scans waren eine direkte Sonneneinstrahlung, stark verdunkelte Bereiche sowie die Bewegungen im Sichtfeld des Scanners und des Scanners selbst. Der Faro Fokus^{3D} verfügt über ein Kompass-, Inklinometer- und Höhenmessungssystem (Faro, 2013). Um große Datenmengen zu vermeiden, sollte das

Sichtfeld des Scanners, dessen Rotationsbereiches bei 360° horizontaler und 300° vertikaler Auslenkung liegt, durch Einstellung eines maximalen Horizontal- sowie Vertikalwinkels auf den abzuscannden Aufschlussbereich begrenzt werden.



Abbildung 40: Positionierung des Faro Focus^{3D}-Scanners vor einem Teilbereich des Aufschlusses, an dem weiße Erfassungskugeln angelegt wurden (Betten, 2015).

3.3.2 Aufschlussaufnahme mit dem Laserscanner

Der Scanvorgang erfolgte durch einen Laserimpuls, der den an der Aufschlusswand reflektierten Laserstrahl mit einer Scanrate von 976.000 Punkten pro Sekunde aufzeichnete. Dabei wurde die Oberfläche des Aufschlusses durch eine rasterförmige Abtastung mit einem Laserstrahl dreidimensional erfasst und der Abstand amplitudenartig mit vordefinierten Winkelschritten gemessen. Aus den Abstandsdaten wurden von der im Laserscanner integrierten Software Faro 5.1 (Faro, 2013) hochdetaillierte Punktwolkendatensätze erstellt. Die Messung erfolgte zunächst in Polarkoordinaten, die dann in ein lokales kartesisches System umgewandelt wurden. Die Scanzeit betrug etwa 5 Minuten. Insgesamt wurden 60 Scans durchgeführt.

3.3.3 Verarbeitung der Scandaten

3.3.3.1 Datenaufbereitung in Faro Scene 5.1

Nach dem Scannen wurden die Scandaten automatisch in die herstellereigene Software Faro Scene 5.1 importiert. Sie wurde für die erste Stufe der Bearbeitung der Scandaten entwickelt und verfügt über eine automatische Objekterkennung (Faro, 2013). In Faro Scene 5.1 wurde eine Präprozessierung und Registrierung der Daten durchgeführt.

3.3.3.2 Präprozessierung

Im Zuge der Präprozessierung erfolgte die automatische Zielobjekterkennung der ausgelegten Referenzkugeln. Darüber hinaus ermöglicht Faro Scene 5.1 die manuelle Eingabe weiterer Referenzpunkte, wie zum Beispiel an Ecken und Kanten (Faro, 2013). Anschließend wurde jeder Einzelscan in eine vektorbasierte Punktwolke überführt, so dass weitere Bearbeitungen des Scans nicht mehr über seine Oberfläche, sondern über vektoriell definierte Punkte erfolgten.

3.3.3.3 Registrierung

Mithilfe von GPS- und Inklinometermessungen, die an jedem Scannerstandpunkt erfasst wurden, erfolgte die Georeferenzierung der Laserscandaten (Kersten et al., 2008). Dadurch wurden die Scandaten von einem lokalen in ein globales Koordinatensystem überführt. Im Rahmen der Registrierung wurden dann die Punktwolken einzelner Scans zu einer gemeinsamen 3D-Punktwolke eines Scansegments verknüpft (Abbildung 41).

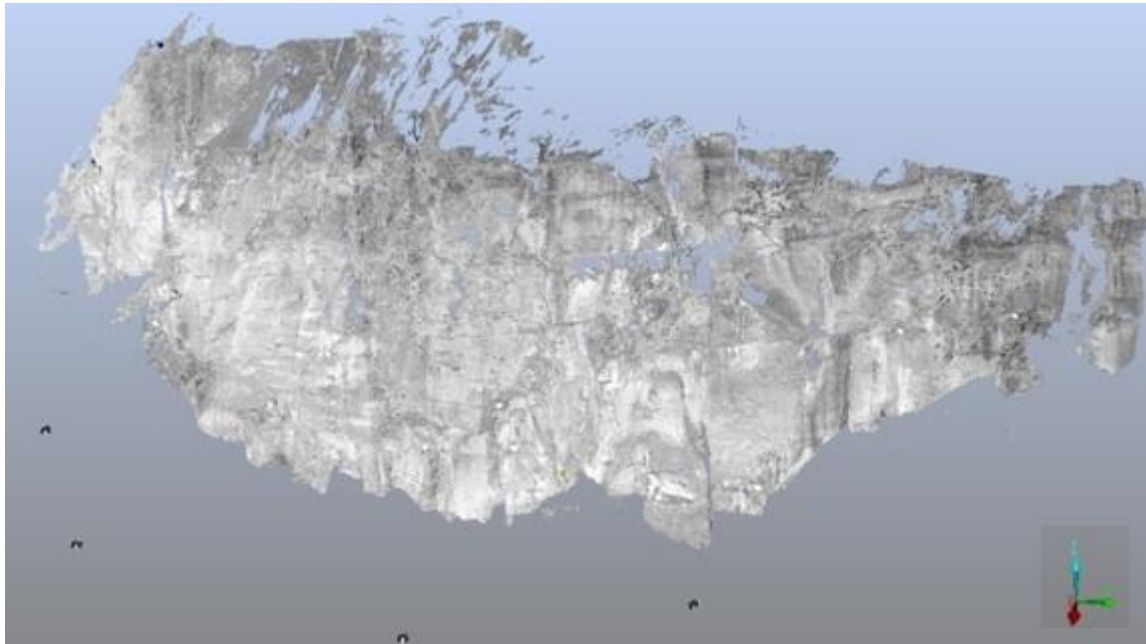


Abbildung 41: Aus 16 Einzelscans zusammengefügte Punktwolke des ersten Scansegments mit Angabe von vier Scanner-Positionen (dunkle Punkte) (Betten, 2015)

Bei diesem Vorgang wurden im Überlappungsbereich zweier Punktwolken Bereiche mit näherungsweise identischen Referenzen segmentiert, bis es über räumliche Ähnlichkeitstransformationen zu einer Annäherung und schließlich einer Verschmelzung beider Überlappungsbereiche kam. Für jedes der vier Scansegmente wurde eine aus ihren Einzelscans verknüpfte 3D-Punktwolke erstellt.

3.3.3.4 Löschen von Vegetation

Das Löschen von Vegetation und anderen Störelementen war eine wichtige Voraussetzung für die Weiterverarbeitung der Daten. Denn insbesondere eine hohe Vegetationsdichte kann zur Ausbildung von Datenlücken durch Schattenbereiche und somit einer erheblichen Qualitätsverminderung führen. Das Löschen kann sowohl bereits an den Einzelscans als auch in der zusammengefügte Punktwolke erfolgen.

3.3.3.5 Datenprozessierung der Punktdaten in Split-FX

Zur weiteren Bearbeitung der Scandaten wurde eine zusätzliche Software genutzt. Split-FX (Split-FX, 2009) ermöglicht eine Trennflächencharakterisierung durch die vektorbasierte Auswertung der Punktdaten. Durch die Datenprozessierung in Split-FX können Informationen zu Trennflächenorientierung und -größe gewonnen und in Stereoplots visualisiert werden. Dies erfolgt über die Triangulation der Punktwolke und einer Trennflächengenerierung basierend auf der Orientierung der Normalvektoren.

3.3.3.6 Datenimport und Netzgenerierung

Die Punktdaten wurden in Split-FX unter anderem als ASCII-Datei importiert. Die zugehörigen Spalten, welche die Informationen zu x-, y- und z-Koordinaten sowie zur Intensität beinhalten, können manuell zugeordnet werden (Split-FX, 2009). Des Weiteren können Bilddateien und Textdateien importiert und dargestellt werden. In Split-FX wird wie auch in anderen Weiterverarbeitungsprogrammen ein unregelmäßiges Netz aus Dreiecken erstellt, das sich der Oberfläche der Punktwolke anpasst (Lato et al., 2008). Benachbarte Punkte gleicher Orientierung werden dabei als Triangulate Irregular Networks (TIN)-Element dargestellt (Abbildung 42). TIN-Elemente gleicher Orientierung wurden schließlich zu Flächen zusammengefasst, die als Patches bezeichnet werden (Split-FX, 2009). Die automatische Darstellung von Trennflächen aus einem TIN-Element wird maßgeblich durch drei Faktoren gesteuert (Lato et al., 2008). Die Netzdichte (mesh size) ist ein Maß für die Anzahl der Punkte in einem TIN-Element. Der maximale Nachbarwinkel (maximal neighbour angle) ist der maximal erlaubte Winkel zweier benachbarter TIN-Elemente zueinander, bis zu dem sie zu einer Patch zusammengefasst werden und diese noch als planar gilt. Die minimale Patchgröße (minimum patch size) beschreibt die minimale Anzahl von TIN-Elementen, die benötigt wird, um ein Patch zu bilden (Abbildung 42).

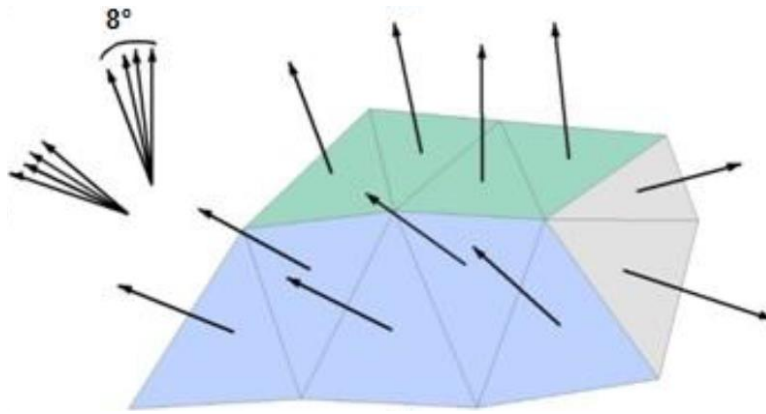


Abbildung 42: Illustration zur Generierung einer grünen und blauen Patch aus 4 bzw. 5 TIN-Elementen (Betten, 2015). Maximaler Nachbarwinkel = 8° , Minimale Patchgröße = 4. Die zwei grauen TIN-Elemente erfüllen für die Generierung zu einer Patch die Bedingung der Mindestanzahl von vier nicht, nach Lato et al. (2008)

Die Anzahl und Genauigkeit der generierten Trennflächen wird einerseits von der Netzdichte und andererseits von der Patchgröße kontrolliert (Abbildung 43). Eine Erhöhung der Netzdichte führt zwar zu einem geringeren Datenverlust. Jedoch führt eine engmaschigere Triangulation zu einer reduzierten Anzahl gemittelter Punkte in einem TIN-Element. Es kommt somit zu einer vermeintlichen Glättung der repräsentierten Oberfläche und einer zu geringeren Anzahl an generierten Trennflächen. Andersherum werden die Patches in Abhängigkeit von der Rauigkeit zunehmend kleiner und eine Trennfläche durch eine Vielzahl kleiner Patches generiert, die ein hohes Datenrauschen erzeugt. Nach Lato et al. (2008) kann die optimale Netzdichte in Abhängigkeit der Patchgröße bestimmt werden. Der optimale Bereich befindet sich zwischen und 40 und 60 % des Trennflächen-Maximums.

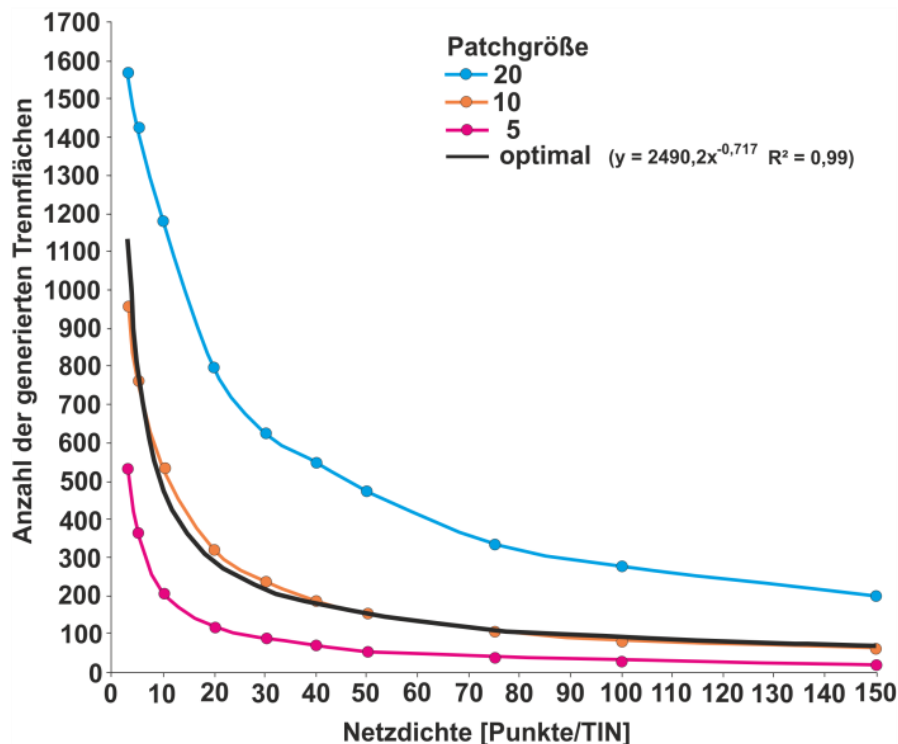


Abbildung 43: Zusammenhang zwischen Netzdichte, Patchgröße und der Anzahl an generierten Trennflächen im Stereoplot, nach Lato et al. (2008)

Im Gegensatz zur Software Polyworks, die ein dreidimensionales Netz aus TIN-Elementen erstellt, wird in Split-FX nur ein 2,5D-TIN-Element erstellt, in dem jeder x- und y-Koordinate nur ein z-Wert zugeordnet wird (Split-FX, 2009). Die Netzgenerierung erfolgt auf Grundlage der x-y-Lagekoordinaten, der z-Wert entspricht lediglich einem Abstandswert (Mah et al., 2011). Deshalb können konkave Formen und Überhänge in Split-FX nicht dargestellt werden.

Aus diesem Grund mussten aus den Patches Regionen (Regions) mit möglichst wenig konkaven Oberflächen erstellt werden (Abbildung 44). Die dazugehörige Punktwolke wurde selektiert und als Textdatei extrahiert. Beim erneuten Import in Split-FX wurden die Regions dann separat bearbeitet. Pro Scansegment wurden zwischen 12 und 18 Regions erstellt. Nach der Erstellung von Regions erfolgte die Triangulation der Punktdaten.

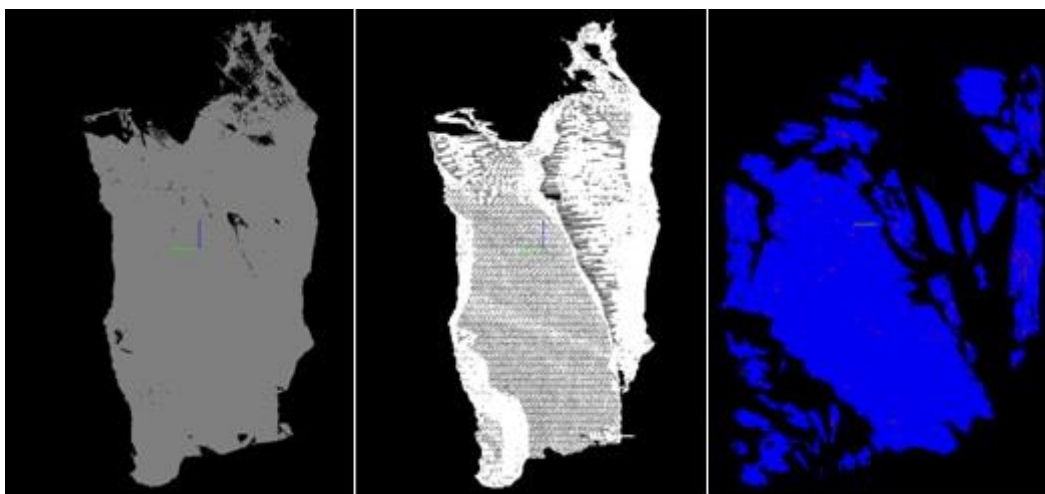


Abbildung 44: Punktwolke (links) in Faro Scene 1, Netz (Mittel) und Patches (rechts) einer Region in Split-FX

3.3.4 Trennflächengenerierung und -orientierung

Die zugrundeliegende Annahme bei der Trennflächengenerierung in Split-FX ist, dass Trennflächen planare Flächen darstellen (Split-FX, 2009). Durch die Bildung von Patches wird das Planaritätskriterium einer Fläche festgelegt. In Split-FX wird die Orientierung dieser Flächen bestimmt, indem zunächst die Normalvektoren für jedes TIN-Element berechnet werden. Ein Clusteralgorithmus bildet Gruppen basierend auf der Ähnlichkeit ihrer Normalvektoren (Kemeny et al., 2006). Split-FX passt dann anhand der Methode der kleinsten Quadrate eine Fläche an die durch die TIN-Elemente gruppierten Punkte an.

3.3.4.1 Stereoplot

Die generierten Trennflächen werden in Split-FX in einem Stereoplot als Polpunkte geplottet, die die gemittelte Flächennormale der Patches darstellen (Split-FX, 2009). Insgesamt wurden die Orientierungen von 8921 Patches in Split-FX und von 423 Kompassmessungen bestimmt und im Stereoplot visualisiert.

Generell sind bei wenigen Polpunkten im Stereonet verschiedene Trennflächenscharen leicht identifizierbar. Eine erhöhte Anzahl von Polpunkten macht eine schnelle Identifikation von Trennflächenscharen schwierig und geht oft mit einer verstärkten Streuung der Trennflächenscharen einher (Slob, 2010). Bei stark geklüfteten Gesteinen mit unterschiedlichen Bruchwinkeln sowie rauen Kluffflächen ist das Datenrauschen der Polpunkte im Stereoplot sehr hoch und die Identifizierung von Trennflächenscharen schwierig. Beispielhaft wurden Patchdaten aus Split-FX in Microsoft Excel importiert und nach ihrer Größe klassifiziert (Betten, 2015; Abbildung 45). Von knapp 3.000 im Stereoplot generierten Trennflächen wiesen 75 % eine Größe von höchstens 0,1 m² auf, die der einer Rittersport-Schokolade entspricht.

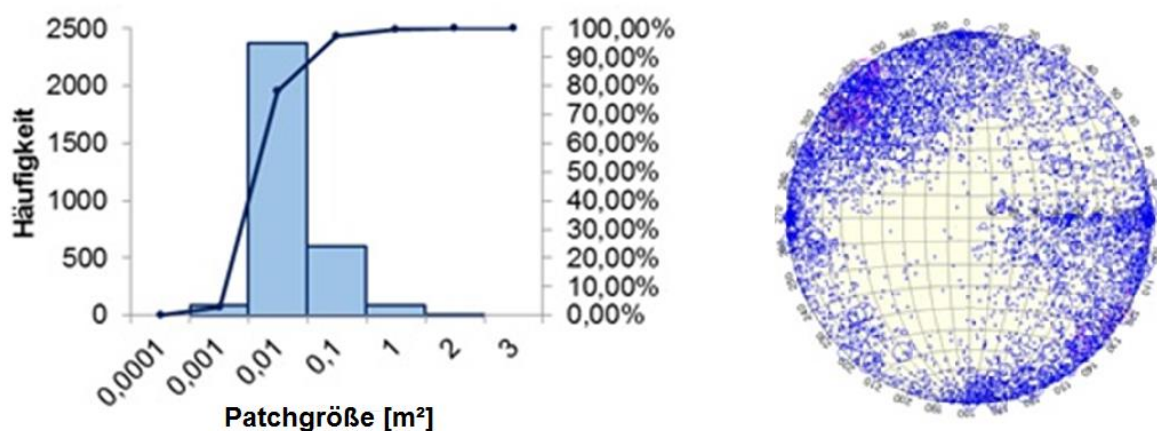


Abbildung 45: In Split-FX unbearbeitetes Scanelement mit einer Großzahl geringer Patchgrößen (links) und starkem Rauschen im Stereoplot (rechts)

Um ein zu starkes Rauschen im Stereoplot zu vermeiden, können zunächst Polpunkte in Abhängigkeit von der Fläche (plot by area-Funktion) dargestellt werden (Split-FX, 2009). So wird das Rauschen reduziert und die Identifikation von Trennflächenscharen im Stereoplot erleichtert (Kemeny et al., 2006). Split-FX verfügt mit der visuellen Inspektion über die Fähigkeit, im Stereoplot identifizierte Trennflächenscharen zu markieren und in der kombinierten Ansicht aus Punktwolke und Patches zu überprüfen (Betten, 2015). Außerdem ist es möglich, verschiedene Patches einzelner Trennflächenscharen unterschiedlich einzufärben.

3.3.4.2 Clusteranalyse

Eine weitere Methode zur Gruppierung von Polpunkten mit ähnlichen Orientierungen sind automatische Clusteranalysen von Trennflächen (Split-FX, 2009). Dafür wird ein fuzzy k-mean-Algorithmus verwendet (Slob et al., 2005), bei dem ein Datensatz mit n Messungen von Trennflächenorientierungen in K Homogenitätsbereiche (Cluster) eingeteilt wird. Über die Bestimmung der Eigenvektoren eines Clusters kann dann dessen mittlere Orientierung (mean direction) mit der Fisher-Konstante berechnet werden. Die Fisher-Konstante beschreibt eine Wahrscheinlichkeits-Dichte-Funktion für dreidimensionale

Orientierungsvektoren (Fisher, 1953). Dabei wird die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines Winkels θ beschrieben, der zwischen dem mittleren Einfallswinkel und Einfallsrichtung und den Normalen zu den um sie streuenden Polpunkten eingeschlossen ist. Es gilt:

$$f(\theta) = \frac{K e^{K \cos(\theta)}}{2\pi(e^K - e^{-K})}, \quad [3.29]$$

wobei die Fisher-Konstante ein Maß für die Konzentration der Polpunkte um die mittlere Orientierung ist (Kemeny und Post, 2003). Je höher der K-Wert ist, desto dichter ist die Verteilung der Polpunkte (Abbildung 46). Für Trennflächen einer Schar liegen typische K-Werte in einem Bereich von 20 bis 300 (Kemeny und Post, 2003). Die Fisher-Konstante kann direkt in Split-FX zusammen mit anderen statistischen Parametern bestimmt werden (Split-FX, 2009). Im Programm Stereo32 kann mit der Darstellung des Konturlinienstereogramms zusätzlich ein Minimal-, Mittel- und Maximalwert bestimmt werden. Split-FX ermöglicht außerdem, Daten aller Berechnungen wie Vektoren, Orientierungen, Größen etc. sowie Punktdaten, TIN-Elemente und Patches als Text-Datei zu exportieren und als Eingabeparameter in andere Programme einzubauen.

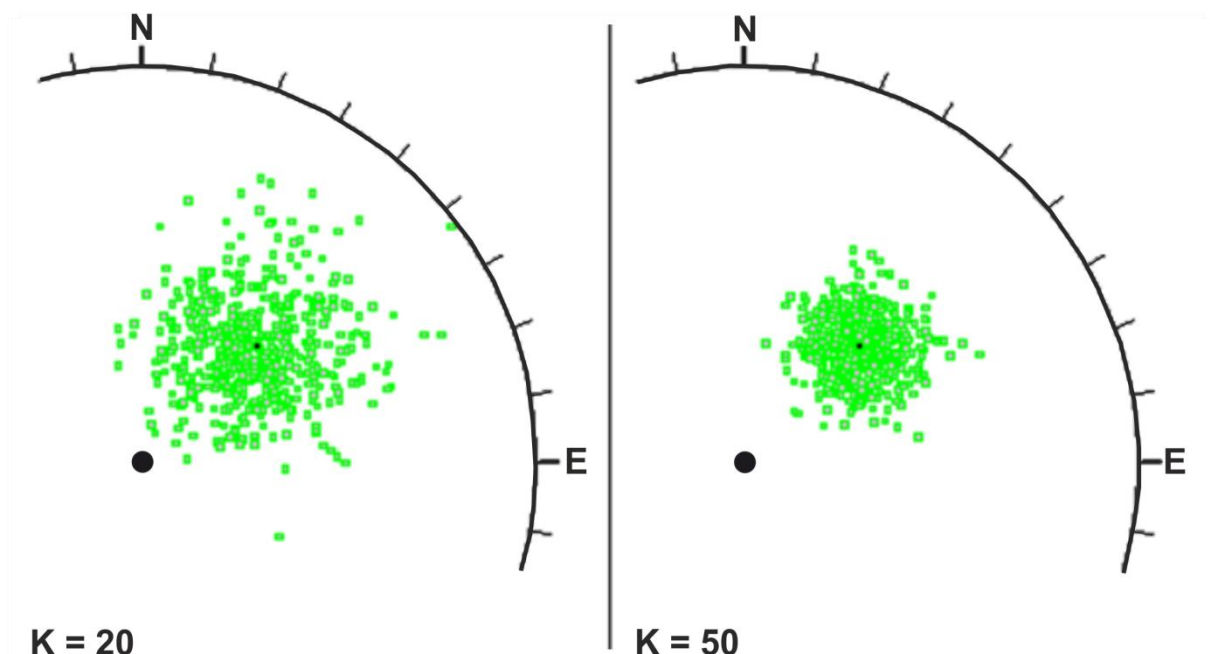


Abbildung 46: Polpunkte einer Trennflächenschar mit dessen Orientierung im Stereoplot mit (links) geringerer Konzentration und (rechts) höherer Konzentration nach Durchführung der Clusteranalyse

Individuell für jede Trennflächenschar wurden statistische Parameter wie die mittlere Orientierung und Fisher-Konstante berechnet. Eine Clusteranalyse wurde an den Orientierungsdaten der Scandaten und Kompassmessungen durchgeführt, sodass ein Vergleich der Orientierungsdaten beider Methoden segmentweise und für den gesamten Aufschluss durchgeführt werden konnte.

3.3.5 Kluftlänge

Längen von Trennflächen können in Split-FX nicht automatisch bestimmt werden (Split-FX, 2009). Daher können auch ebenfalls nicht Trennflächenlängen automatisch gleichen Orientierungen zugeordnet werden. Zur Bestimmung von Trennflächenlängen wird in der 3D-Punktwolke ein Messwerkzeug verwendet, das den Abstand zwischen zwei auswählbaren Punkten, wie dem Anfang- und Endpunkt einer Kluft, misst (Strouth und Eberhard, 2006) und in Split-FX anzeigt. Um die gemessenen Kluftlängen der zugehörigen Trennflächenschar zuordnen zu können, wurden die Trennflächenscharen im Vorfeld identifiziert und die Patches in derselben Farbe eingefärbt (Betten, 2015).

3.3.5.1 *Scaling Laws*

Eine Vielzahl naturwissenschaftlicher Studien stimmt darin überein (zum Beispiel bei Untersuchungen zu Erdbebenhäufigkeiten), dass große Mengen empirisch erhobener Daten in Frequenz und Intensität einer bestimmten Verteilungsfunktion folgen (Clauset et al., 2009). Die Skalierung von Trennflächensystemen gehört dazu und hat in vielen geowissenschaftlichen Disziplinen Verwendung gefunden (Bonnet et al., 2001). Die Häufigkeitsverteilung von Trennflächeneigenschaften kann durch das Power Law beschrieben werden (Pickering et al., 1995; Clauset et al., 2009). Die Power Law Distribution ist maßstabslos und folgt mathematisch einem einfachen Potenzgesetz ($p(x) \propto x^{-\alpha}$).

Für eine Population von Trennflächen, die einem Power Law folgen, nimmt die Häufigkeit mit der Länge (Größe) ab. Die Häufigkeitsverteilung wird folgendermaßen beschrieben:

$$N(l) = \alpha l^a dl \quad [3.30]$$

$N(l)$ = Frequenz der Trennflächen eines Intervalls

α = Dichtekonstante

a = Scalingparameter

Die in der 3D-Punktwolke bestimmten Trennflächenlängen wurden entsprechend ihrer Orientierung gruppiert und in einem Histogramm durch Klassenintervalle dargestellt (Betten, 2015). Die Häufigkeit und Verteilung der Klassen beschreibt eine exponentiell abnehmende Regressions- oder Trendlinie, die durch das Power Law (Bonnet et al., 2001) beschrieben wird. Der darin enthaltene Exponent ist ein Maß für die Steigung der abfallenden Kurve, wird als Scalingparameter bezeichnet und als Eingabeparameter ins DFN-Modell genutzt. Dieser Vorgang wurde zunächst für die Hauptkluftrichtungen separat für jedes Segment und anschließend gemeinsam für alle Segmente durchführt (Betten, 2015).

Kluftdichten können in Split-FX mithilfe einer virtuellen Scanline bestimmt werden (Split-FX, 2009). Dabei wird die Scanline senkrecht zur betrachteten Trennflächenschar ausgerichtet und die Schnittpunkte der exponierten Trennflächen der 3D-Punktwolke mit dieser gezählt (Strouth und Eberhard, 2006). Zur schnellen Identifikation der Trennflächenschar wurden bei der Bestimmung der Kluftdichte, wie auch schon bei der Kluftlänge, die Patches eingefärbt (Betten, 2015). In der räumlichen Ansicht kann es zu einer Verzerrung der eindimensionalen Scanline und so zu einer Verflachung des Winkels kommen, mit dem sie die Trennflächenschar schneidet. Um eine scheinbare Unterschätzung der Kluftdichte zu verhindern, wurde die Scanline in Form von Traces eingesetzt (Strouth und Eberhard, 2006). Traces entsprechen Vektoren mit definierter Länge und Orientierung. Deren Richtung und Längen werden durch ausgewählte Start- und Endpunkte definiert. Die Kluftdichte einer Schar kann so über folgende Beziehung berechnet werden (Strouth und Eberhard, 2006):

$$l \cdot n = |l||n \cdot \cos \theta| \quad [3.32]$$

3.3.6.1 Intensität

		Dimension				
		0	1	2	3	
0	P₀₀ Anzahl der Klüfte Proben per Einheit					Punkt- Messungen
1	P₁₀ Anzahl der Klüfte pro Einheitslänge (Frequenz oder Lineare Dichte)	P₁₁ Länge der Klüfte, die eine Einheits- länge einer Scan- line schneiden (Lineare Porosität)				Lineare- Messungen
2	P₂₀ Anzahl von Linearen (Areal oder Linear- Dichte)	P₂₁ Länge der Klüfte Lineare pro Einheitslänge (Areal oder Linear-Intensität)	P₂₂ Fläche der Klüfte pro Einheitsfläche (Areal-Porosität)			Flächen- Messungen
3	P₃₀ Anzahl der Klüfte (Volumetrische Dichte)	P₃₁	P₃₂ Fläche der Klüfte pro Einheitsvolumen (Volumetrische Intensität)	P₃₃ Volumen der Klüfte pro Einheitsvolumen (Kluft-Porosität)		Volumen- Messungen

79

Das P_{ij} -Schema verdeutlicht Zusammenhänge verschiedener Dimensionen von Klüftigkeitswesen, indem es Trennflächenhäufigkeiten nach der Dimension der Probe (Anzahl, Länge, Fläche und Volumen) und nach der Dimension des Betrachtungsraumes (Punktmessung, Scanline oder Bohrung, Flächenmessung, volumetrische Messung) definiert (Dershowitz und Herda, 1992; Dershowitz et al., 1998, Abbildung 47). Der in diesem Schema am besten geeignete Wert zur Beschreibung von Klüftigkeitswesen ist der P_{32} -Wert (Rogers et al., 2013), der als Kluftfläche (m^2) pro Einheitsvolumen (m^3) definiert ist (Dershowitz et al., 1998). Der P_{32} -Wert stellt einen richtungslosen und von der Kluftgrößenverteilung unabhängigen Parameter dar, der sowohl die Häufigkeit als auch die Länge der Trennfläche berücksichtigt. Jedoch ist der P_{32} -Wert nicht messbar, da die in Split-FX und im Gelände erfassten Kluftdichten ($k = N/l$) eindimensionale Dichtemessungen sind und somit P_{10} -Werten entsprechen. Nach Dershowitz und Herda (1992) gilt zwischen dem P_{10} - und P_{32} -Wert folgender Zusammenhang:

$$P_{10} = P_{32} \int_0^\pi |\cos \alpha| f_A(\alpha) d\alpha, \quad [3.33]$$

wobei α als Winkel zwischen der Scanline und der Trennflächennormalen und $f_A(\alpha)$ als eine Wahrscheinlichkeits-Dichte-Funktion an α definiert ist.

Zur Berechnung des P_{32} -Wertes wird ein Konvertierungsfaktor C_{13} verwendet, der als

$$C_{13} = \left[\int_0^\pi |\cos \alpha| f_A(\alpha) d\alpha \right]^{-1} \quad [3.34]$$

definiert ist, so dass gilt:

$$P_{32} = C_{13} \cdot P_{10} \quad [3.35]$$

Für den isotropen Fall einer einheitlichen Orientierungsverteilung ist $f_A(\alpha) = \frac{1}{2} \sin \alpha$. Daraus ergibt sich:

$$P_{32} = 2 \cdot P_{10} \quad [3.36]$$

3.3.7 Discrete Fracture Network (DFN)-Modellierung

Für die Modellierung von geklüfteten Gesteinen werden Kontinuumsmethoden und Diskrete Methoden verwendet (Augustin et al., 2012). Bei der Kontinuumsmethode erfolgt die Modellierung auf der Basis von effektiven Parametern, während die Geometrie des geklüfteten Systems unberücksichtigt bleibt. Die Diskreten Methoden dagegen basieren auf der Beschreibung von Geometrien des Trennflächengefüges. Falls der dominierende Faktor von Fließ- und Wärmetransportvorgängen die Permeabilität des Trennflächengefüges ist, wie in tiefengeothermischen Reservoiren üblich, wird ein Diskretes Trennflächenmodell (Discrete Fracture Model = DFN-Modell) für die Beschreibung der Geometrie und Ausdehnung von Diskontinuitäten herangezogen (Nelson, 2001).

Die DFN-Modellierung stellt ein wichtiges Werkzeug in der Reservoirmodellierung dar (Dershowitz et al., 2004). Sie gilt aufgrund der zu implementierenden geometrischen Beschreibungen der Trennflächen jedoch als besonders kompliziert und schwierig. Bei der DFN-Modellierung wird der Fluidfluss auf das Trennflächengefüge beschränkt. Die Gesteinsmatrix wird als undurchlässig betrachtet und bleibt bei der Modellierung unberücksichtigt. Das DFN-Modell abstrahiert das Trennflächengefüge und ihre Konnektivitäten, die den größten Anteil am Fluidfluss haben, durch die Modellierung diskreter Flächen (Dershowitz et al., 2004). Von Winberg et al. (2003) wird ein DFN daher auch als „hydrostrukturelles Modell“ bezeichnet. Im DFN wird jede Trennfläche als dreidimensionale Fläche dargestellt und kann durch geometrische und physikalische Parameter charakterisiert werden. Die Modellierung der Eingabeparameter kann deterministisch oder stochastisch erfolgen (Betten, 2015).

3.3.7.1 Deterministische Methode

Deterministische DFN-Modellierungen basieren auf der genauen Kenntnis von Ausdehnung und Geometrie von Trennflächen, die zum Beispiel mit einer 3D-Seismik ermittelt werden können (Kolditz, 1995). Hydraulisch aktive Trennflächen werden dabei als Parallelkluftsysteme zusammengefasst, die unter Kenntnis weniger Parameter, wie der Kluftdichte, sowie des Zusammenhangs zwischen Spannungsregime und Fließwegen modelliert werden können (Kolditz, 1995). Aufgrund der geringen Anzahl paralleler Klüfte kann eine weiterführende Modellierung mit der Finite-Element-Methode (FEM) durchgeführt werden (Bissen, 2011). FEM-Modellierungen werden zur Berechnung von Transportprozessen im geklüfteten Medium durchgeführt (Kolditz, 1995).

3.3.7.2 Stochastische Methode

Der stochastische Algorithmus zur Beschreibung der Verteilung von Trennflächen ist weitaus komplexer als der deterministische Ansatz (Bissen, 2011). Bei der stochastischen Methode erfolgt die Modellierung geometrischer Trennflächeneigenschaften aufgrund von Intensitäts- und Verteilungsfunktionen, die die räumliche Beziehung der Diskontinuitäten untereinander beschreibt (Bissen, 2011). Dabei werden diskrete Flächen als ebene Polygone dargestellt. Bei der stochastischen Modellierung wird eine definierte Variabilität der Eingangsdaten, insbesondere durch die Minimal- und Maximalwerte und ihre Streuung, berücksichtigt. Da die stochastische Methode einen zufälligen Startpunkt der Trennflächenmodellierung nutzt, können sich die Ergebnisse nicht exakt wiederholen (Bissen, 2011). Deshalb wird das stochastische Modellkonzept nie die tatsächlichen Geometrien eines Kluftnetzwerks beschreiben und ihre Permeabilitäten berechnen können, zeigt aber in der Gesamtheit ein realitätsnäheres Ergebnis als die deterministische Methode.

3.3.7.3 Apertur

Die Apertur oder Kluftöffnungsweite ist ein sehr entscheidender Eingangsparameter im DFN-Modell. Im Gelände ist sie jedoch schwierig zu bestimmen und unterliegt einer hohen Variabilität. Die Software Midland Valley Move3D bietet die Möglichkeit, die Apertur als proportional zur Kluftlänge oder als quadratische Wurzel der Kluftlänge zu definieren (Move manual, 2011). Die Modellierung von Klufttypen und Ermittlung ihrer Permeabilität ist abhängig von der Aperturdefinition (Move manual, 2011). Sehr engständigen Klüften entspricht eine Apertur von unter 0,1 mm, offenen Klüften eine Apertur zwischen 0,5 mm und 2,5 mm und weitständigen Klüften eine Apertur von über 10 mm.

3.3.7.4 Eingabeparameter in das DFN-Modell

Eingabeparameter in das DFN-Modell sind die Kluftintensität, die sowohl im Aufschluss als auch in den Laserdaten mit einer Scanline ermittelt und auf den P_{32} -Wert umgerechnet wurde, die Kluftlänge, die als Scalingparameter aus der Power Law-Distribution für verschiedene Klufrichtungen anhand von manuellen Abstandsmessungen in der 3D-Punktwolke in Split-FX ermittelt wurde, die Orientierung von Trennflächenscharen, die in Split-FX anhand von 8.921 Patches bestimmt und im Aufschluss mit etwa 423 Kompassmessungen gemessen und mit der Fisher-Konstante verdichtet wurden, und die Apertur, der per Aperturdefinition im Move3D angegeben wurde (Tabelle 1).

Tabelle 1: Eingangsparameter ins DFN-Modell mit dazugehöriger Methode für die ermittelten Laser- und Kompassdaten

Eingangsparameter	Methode	Werkzeug Laserdaten	Werkzeug Aufschluss
Intensität	P32	Scanline in 3D-Punktwolke	Scanline
Länge	Power-Law	Manuelle Abstandsmessung	-
Orientierung	Fisher-Konstante	Split-FX	423 manuelle Gefügemessungen
Apertur	Aperturdefinition	Move3D	-

3.3.7.5 Berechnung der Permeabilität und Porosität im DFN-Modell mit Move3D

In der Midland Valley Move3D werden mit dem Fracture Modeling Tool die volumetrischen und direktionalen Parameter wie der Gebirgspermeabilität berechnet (move manual, 2011). Zunächst wurden die einzelnen Trennflächen an dreidimensionale Zellen im Modellvolumen geheftet und in Trennflächenfragmente (Polygone) umgewandelt. Anschließend wurden die Anteile der verschiedenen Trennflächen pro Zelle bestimmt.

Für die Simulation von Fluidtransportvorgängen, die für die Berechnung der Porosität und Permeabilität erforderlich sind, wird das DFN in einem Upscaling-Prozess in ein Equivalent Porous Medium (EPM) umgewandelt (Bigi et al., 2013). Die Berechnung der Permeabilität pro Zelle basiert dann auf einem Permeabilitätstensor nach Oda (1985), der auf dem Darcy-Gesetz und dem laminaren Strömen zwischen zwei ebenen Flächen beruht:

$$\frac{Q}{A} = \frac{s^3}{12D} \cdot \frac{\delta h}{\delta l} \cdot \frac{\rho g}{\mu} \quad [3.37]$$

$\frac{Q}{A}$ = Fließrate pro Querschnittsfläche

s = Apertur

D = Kluftabstand

$\frac{\delta h}{\delta l}$ = Wasserdrucksäule

$\frac{\rho g}{\mu}$ = Fluidichte und –viskosität

Im modellierten Trennflächennetzwerk, das als homogenes, anisotropisches, poröses Medium behandelt wird, kann ein Permeabilitätstensor formuliert werden, der ausschließlich von der Apertur, Größe und Orientierung abhängt (Oda, 1985). Zunächst wird ein Bruchtensor für eine spezifische Gitterzelle bestimmt (Bissen, 2011).

$$F_{ij} = \frac{1}{V} \sum_{k=1}^N f_k \cdot A_k \cdot T_k \cdot n_{ik} \cdot n_{jk} \quad [3.38]$$

F_{ij} = Bruchtensor

V = Gitterzellenvolumen

N = Gesamtzahl der Klüfte in einer Gitterzelle

f_k = Perkulationsfaktor für Kluft k

A_k = Fläche der Kluft k

T_k = Transmissivität der Kluft k

Unter der Annahme, dass der Bruchtensor den Fluss entlang der Normalen zu einer Kluft ausdrückt, kann der Permeabilitätstensor bestimmt werden (Oda, 1985). Der Normalvektor gilt dabei als undurchlässig und muss entsprechend der Fließrichtung vektorparallel zur Kluftfläche rotiert werden (Bissen, 2011).

$$k_{ij} = \frac{1}{12} (F_{kk} \cdot \delta_{ij} - F_{ij}) \quad [3.39]$$

k_{ij} = Permeabilitätstensor

$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{falls } i=j \\ 0 & \text{falls } i \neq j \end{cases}$ (Kronecker Delta)

Der Permeabilitätstensor ist eine 3x3-Matrix und drückt die räumliche Verteilung der Permeabilität durch sechs unabhängige Werte aus (Oda, 1985).

$$\begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zy} & k_{zy} & k_{zz} \end{bmatrix}$$

Daraus wird der größte Eigenwert des Tensors sowie die maximale horizontale und vertikale Permeabilität in mD (Millidarcy) bestimmt.

Die Porosität einer Zelle wird durch das Verhältnis des Volumens eines Polygons zum gesamten Zellvolumen definiert. Das Volumen eines Polygons ergibt sich aus dem Produkt seiner Fläche und Apertur.

$$\phi = \frac{\sum_{Polygon} V_{Polygon}}{V_{Zelle}} \quad [3.40]$$

$$V_{Polygon} = A_{Polygon} \cdot s \quad [3.41]$$

ϕ = (Gebirgs-)Porosität [%]

$V_{Polygon}$ = Volumen des Kluftpolygons [m³]

V_{Zelle} = Zellvolumen [m³]

$A_{Polygon}$ = Kluftfläche [m²]

s = Apertur [m]

4 Ergebnisse

4.1 Ablagerungsbedingungen und Sandsteinpetrographie

In den untersuchten Aufschlüssen des Permokarbons wurden sechs verschiedene Ablagerungssysteme identifiziert - Playa, äolisch, alluvial, lakustrin, fluviatil verflochten und fluviatil mäandrierend. In den aufgeschlossenen Sandsteinen von Playa-Systemen (Abbildung 48 A1) in der Wetterau wurde eine dunkelrote Farbe, feine Lamination und kleinmaßstäbliche Schrägschichtungsstrukturen beobachtet. Sie sind schlecht bis sehr schlecht sortiert und weisen Korngrößen von Silt bis Feinsand auf (Abbildung 48 A2, A3) und haben einen erhöhten Feldspatgehalt (Abbildung 49a). Sandsteine von äolischen Ablagerungssystemen weisen eine rote Farbe und bis zu 3 m bis 5 m große Schrägschichtungsstrukturen auf (Abbildung 48 B1). Äolische Sandsteine weisen gut gerundete Körner auf, sind gut bis sehr gut sortiert und haben mittel- bis grobsandige Korngrößen (Abbildung 48 B2, B3). Äolische Sandsteine sind gesteinsfragmentreich in Aufschlüssen (Abbildung 49a) und quarzreich im Reservoir (Abbildung 49b).

Aufgeschlossene Sandsteine, die unter alluvialen Ablagerungsbedingungen abgelagert wurden, weisen eine graue und rötliche Farbe und sich wiederholende 15 bis 40 cm mächtige Fining-upwards-Sequenzen mit bis zu 5 cm großen eckigen Klasten an dessen Basis und mittlerer Sandgröße an dessen Oberkante auf (Abbildung 48 C1), die als proximale Fächerablagerung interpretiert werden können. Alluviale Sandsteine weisen eckige und schlecht sortierte Körner mit Korngrößen von Feinsand bis Kies auf (Abbildung 48 C2, C3). Alluviale Sandsteine sind unter anderem angereichert an Gesteinsfragmenten in den Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken, quarzarm in den Aufschlüssen im Sprendlinger Horst (Abbildung 49a) und angereichert an Feldspat im Reservoir (Abbildung 49b). Aufgeschlossene lakustrine Sandsteine weisen eine millimeterdicke feine Laminierung von Silt- und Feinsand auf (Abbildung 48 D1, D2, D3) und sind teilweise reich an organischem Material und Pflanzenfragmenten und Glimmer. Lakustrine Sandsteine aus dem Reservoir sind feldspatreich (Abbildung 49b).

Aufgeschlossene Sandsteine von fluviatilen Ablagerungssystemen sind gekennzeichnet durch Schrägschichtungsstrukturen und Rippeln sowie im Saar-Nahe-Becken durch eine graue Farbe (Abbildung 48 E1, F1) und im Sprendlinger Horst und der Wetterau durch eine rötliche Farbe. In verflochtenen Flüssen abgelagerte Sandsteine weisen kantengerundete bis gerundete und schlecht bis moderat sortierte Körner mittlerer bis grober Sandgröße auf (Abbildung 48 E2, E3). Aufgeschlossene Sedimentgesteine, die in mäandrierenden Flüssen abgelagert wurden, bestehen aus wechsellagernden Schichten von grobkörnigen und feinsandigen Sandsteinen und zwischengelagerten dünnen Silt- und Tonsteinschichten (Abbildung 48 F1). Solche Sandsteine bestehen im Saar-Nahe-Becken aus feinsandigen Gesteinsfragmenten, Feldspat und Glimmer (Abbildung 48 F2, F3, Abbildung 49a) und sind im Sprendlinger Horst quarzreich (Abbildung 49a). Fluviatile Sandsteine im Reservoir (Abbildung 49b) weisen höhere Feldspatgehalte auf als solche von Aufschlüssen (Abbildung 49a).

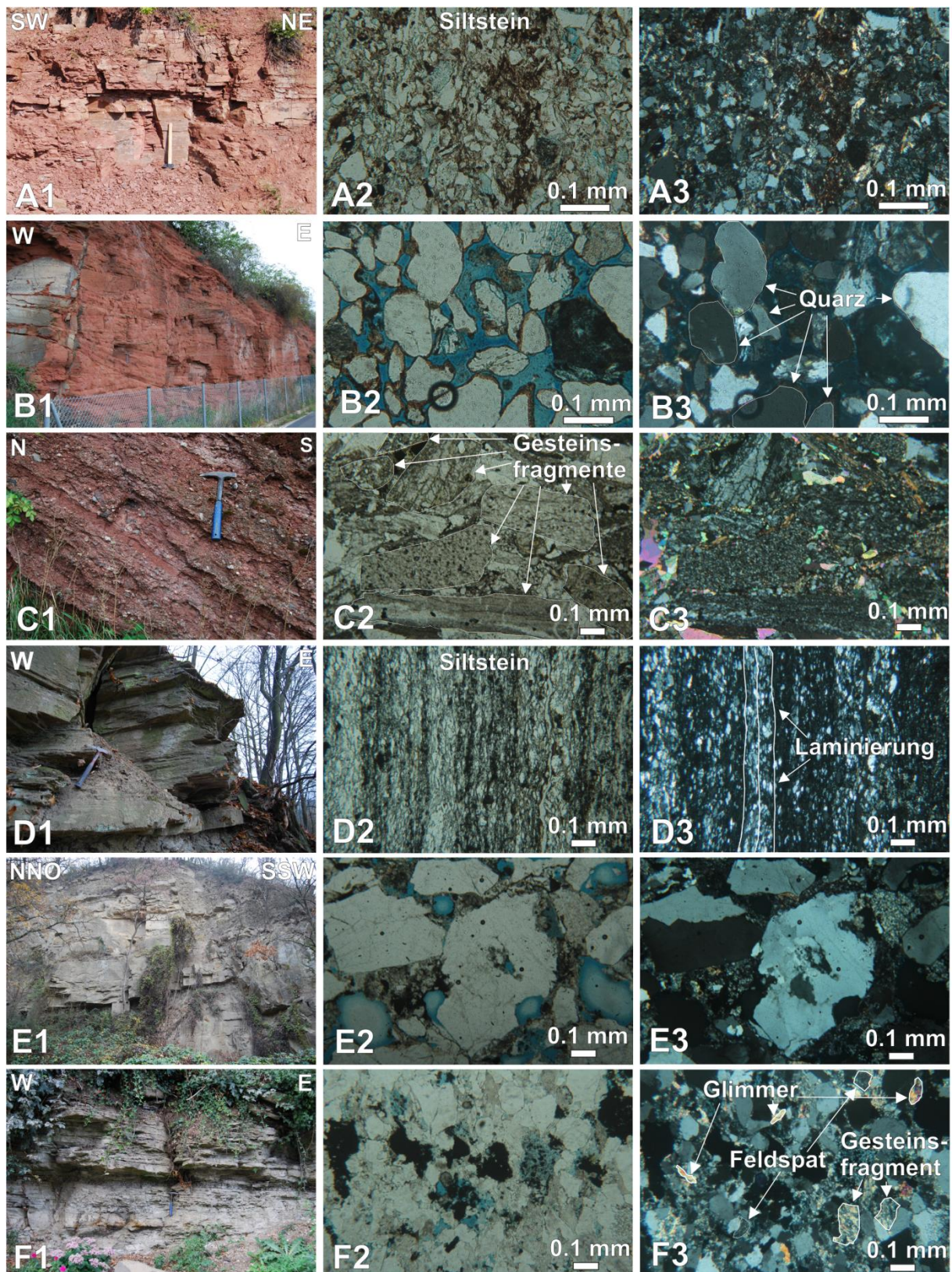


Abbildung 48: Fotos von unter verschiedenen Ablagerungsbedingungen gebildeten und beprobten Aufschlüssen (1) und Fotos von aus Probenmaterial dieser Aufschlüsse erstellten Dünnschliffe unter normalem Licht (2) und polarisiertem Licht (3). A) Playa, B) Äolisch, C) Alluvial, D) Lakustrin, E) Fluvialt verflochten und f) Fluvialt mäandrierend.

Die Zusammensetzung des Modalbestands wird nach McBride (1963) als das Verhältnis zwischen den Anteilen von Quarz, Feldspat und Lithoklasten angegeben. Die Aufschlussproben im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und in der Wetterau wurden nach der Nomenklatur von McBride (1963) je nach Quarz-, Feldspat- und Lithoklastengehalt als lithische Subarkosen ($Q_{64} F_{19} L_{17}$, $n = 23$), lithische Arkosen ($Q_{53} F_{32} L_{15}$, $n = 13$), feldspatreicher Litharenit ($Q_{44} F_{15} L_{41}$, $n = 8$), Litharenit ($Q_{17} F_7 L_{76}$, $n = 5$), Arkose ($Q_{58} F_{34} L_8$, $n = 4$), Sublitharenit ($Q_{80} F_{06} L_{14}$, $n = 1$) und Subarkose ($Q_{78} F_{15} L_{07}$, $n = 1$) klassifiziert (Abbildung 49a). Die Reservoirproben wurden als lithische Arkosen ($Q_{36} F_{45} L_{19}$, $n = 14$), feldspatreicher Litharenit ($Q_{31} F_{22} L_{47}$, $n = 7$), Arkosen ($Q_{47} F_{45} L_{08}$, $n = 5$), Lithische Subarkosen ($Q_{72} F_{14} L_{14}$, $n = 4$), Subarkose ($Q_{78} F_{13} L_{09}$, $n = 3$) und Sublitharenit ($Q_{75} F_{08} L_{17}$, $n = 2$) klassifiziert (Abbildung 49b).

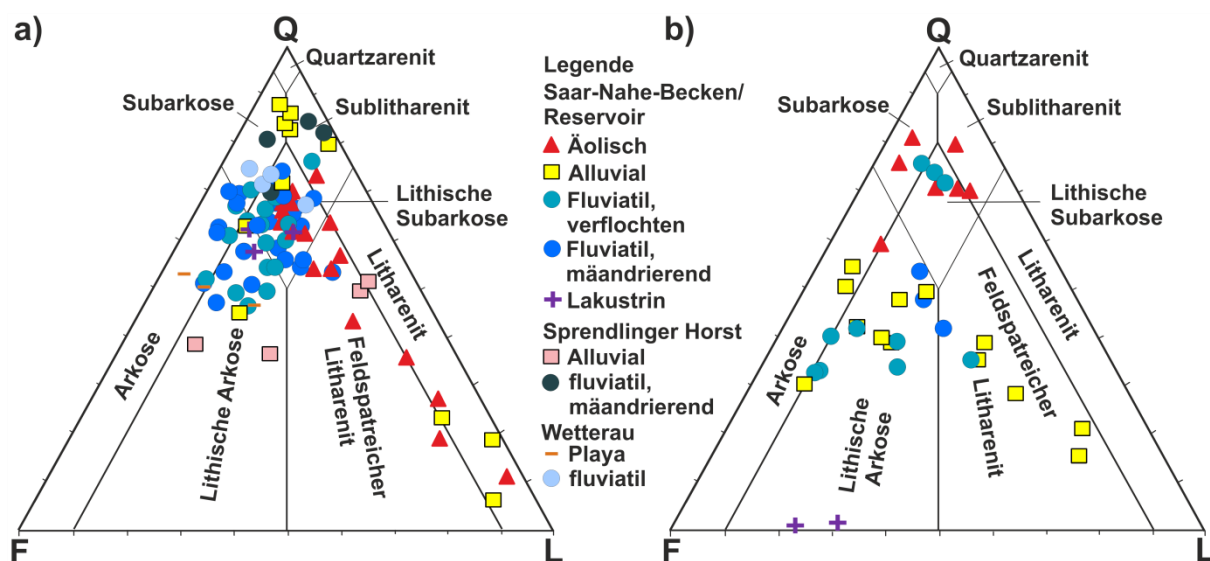


Abbildung 49: QFL-Diagramm von a) Aufschlussproben aus dem Saar-Nahe-Becken, dem Sprendlinger Horst und der Wetterau und b) Reservoirproben mit Berücksichtigung der Ablagerungsfazies, nach McBride (1963). Q = Quarz, F = Feldspat, L = Lithoklasten

4.2 Thermophysikalische Kennwerte

4.2.1 Einfluss des Ablagerungsmilieus

4.2.1.1 Aufschlussproben

Unter den Ablagerungstypen der im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und in der Wetterau beprobten Aufschlüsse weisen äolische Sandsteine die höchsten Porositäten mit 15,6 % und die höchsten Permeabilitäten mit $1,9 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ auf (Abbildung 50). Sandsteine, die in mäandrischen Flusssystemen gebildet wurden, weisen geringfügig geringere Porositäten und Permeabilitäten von 15,1 % und $7,4 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ auf.

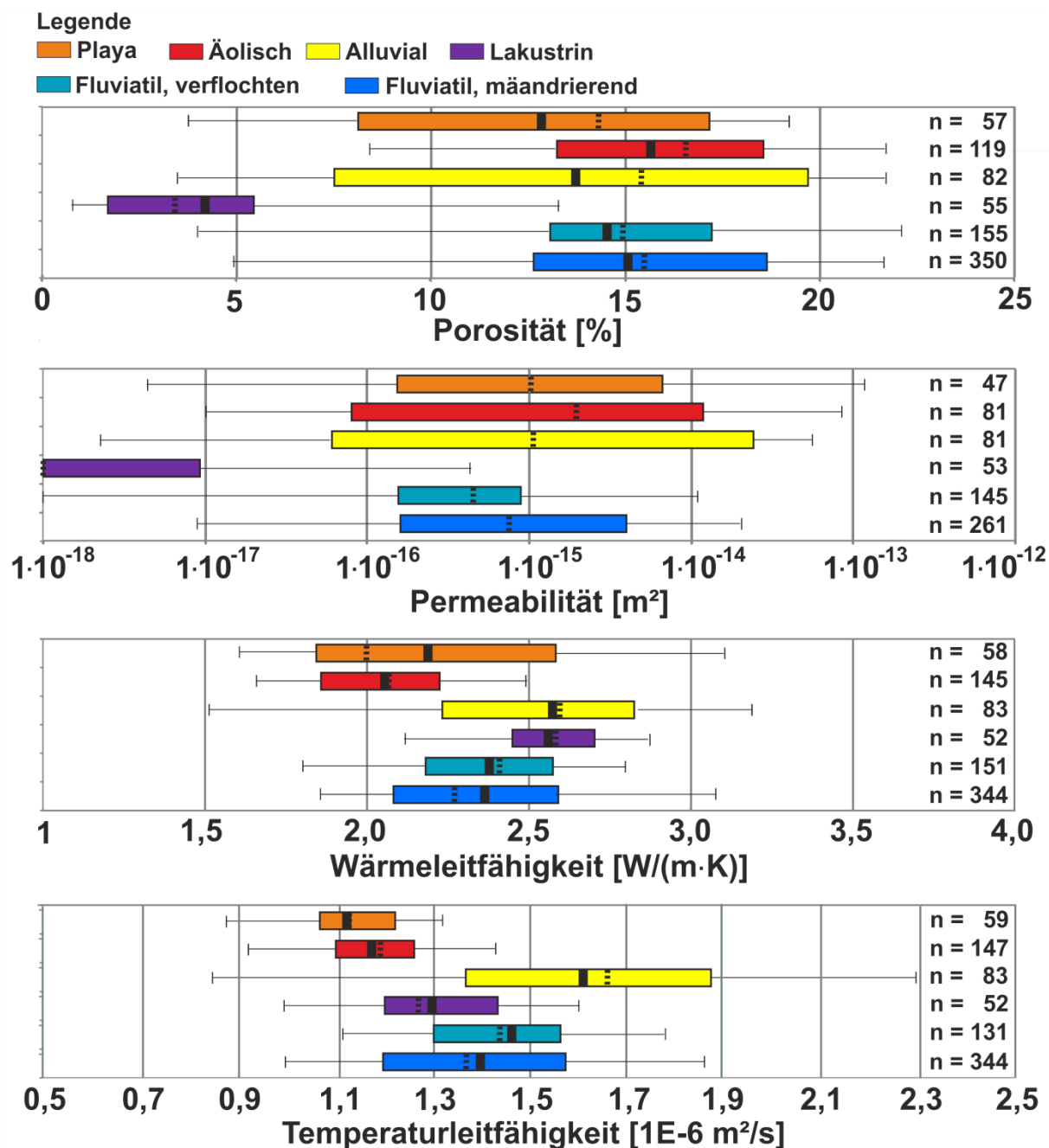


Abbildung 50: Boxplot-Diagramme der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit der verschiedenen Ablagerungstypen von Aufschlussproben aus dem Saar-Nahe-Becken, dem Sprendlinger Horst und der Wetterau

Die geringsten Porositäten und Permeabilitäten weisen lakustrine Sandsteine mit 4,2 % und $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ auf. Die höchsten Wärmeleitfähigkeiten und Temperaturleitfähigkeiten haben alluvial gebildete Sandsteine mit $2,56 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,61 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Die niedrigsten Wärmeleitfähigkeiten weisen die äolischen Sandsteine mit $2,05 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, die niedrigsten Temperaturleitfähigkeiten die unter Playa-Bedingungen abgelagerten Sandsteine mit $1,12 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf.

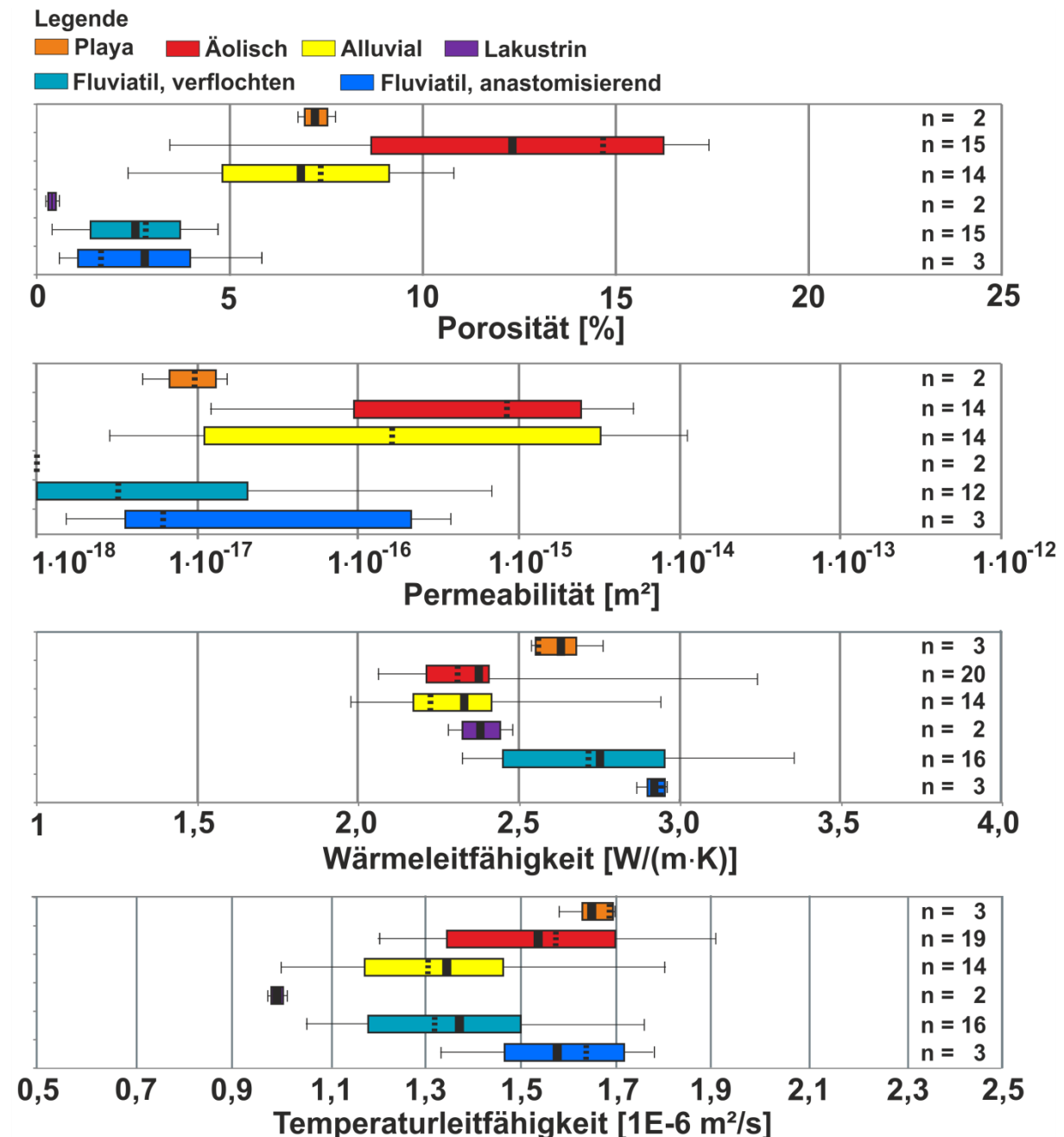


Abbildung 51: Boxplot-Diagramme der Porosität, Permeabilität und Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit der verschiedenen im Reservoir beprobten Ablagerungstypen

4.2.1.2 Reservoirproben

Unter den im Reservoir beprobten Ablagerungstypen weisen ebenfalls die äolischen Sandsteine mit 12,3 % die höchsten Porositäten und $8,4 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ die höchsten Permeabilitäten auf (Abbildung 51). Sowohl die mäandrisch als auch die verflochten fluvial gebildeten Sandsteine weisen geringe Porositäten von 2,8 % und 2,5 % sowie geringe Permeabilitäten von $6,1 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ und $3,2 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ auf. Die niedrigsten Porositäten und Permeabilitäten weisen die lakustrinen Sandsteine mit 0,4 % und $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ auf. Die Wärmeleitfähigkeiten schwanken zwischen denen alluvialer Sandsteine mit $2,32 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und denen fluvial mäandrisch abgelagerter Sandsteine mit $2,92 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, die Temperaturleitfähigkeiten zwischen denen lakustriner Sandsteine mit $1,00 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und unter Playa-Bedingungen abgelagerter Sandsteine mit $1,65 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

4.2.2 Einfluss der Diskriminierungsfelder im QFL-Diagramm

4.2.2.1 Aufschlussproben

Während unter den Aufschlussproben die lithische Subarkose die höchsten Porositäten mit 17,8 % hat, weisen die Sublitharenite mit $2,9 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ die höchsten Permeabilitäten auf (Abbildung 52). Die niedrigsten Porositäten weisen die Litharenite mit 9,2 % und die niedrigsten Permeabilitäten die Subarkosen mit $8,6 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$ auf. Die höchsten Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten haben mit den Sublithareniten mit $2,72 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,63 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und den Subarkosen mit $2,64 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,69 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ die quarzreichsten Sandsteine. Die niedrigsten Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten weisen die Litharenite mit $2,01 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,21 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und die feldspatreichen Litharenite mit $2,07 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,20 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf.

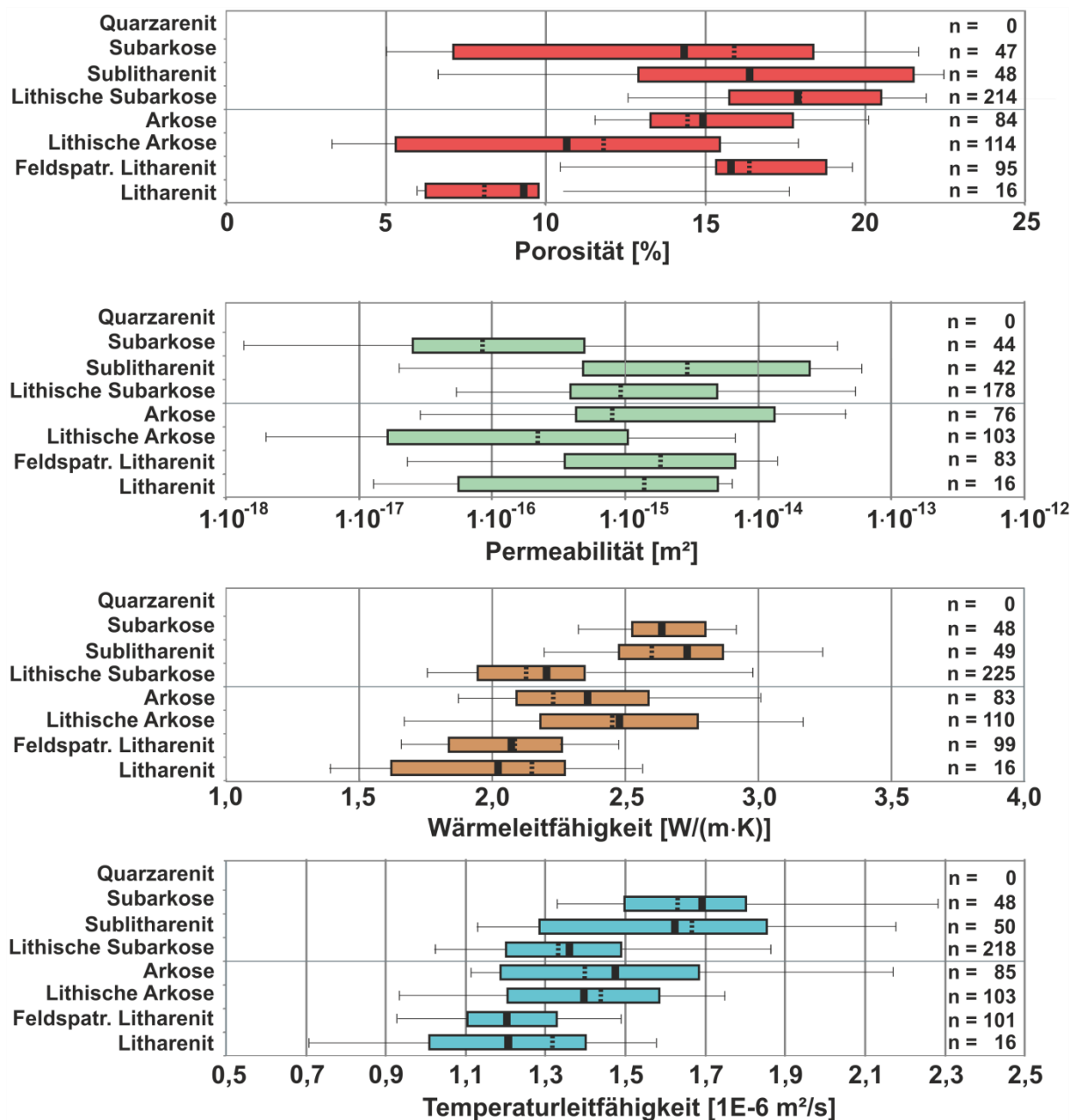


Abbildung 52: Bloxplot-Diagramme der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit von nach McBride (1963) im QFL-Diagramm (Abbildung 49a) klassifizierten Diskriminierungsfelder von Aufschlussproben des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau.

4.2.2.2 Reservoirproben

Unter den Reservoirproben weisen mit den Sublithareniten mit 17,1 % und $3,3 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ und den Subarkosen mit 12,5 % und $1,1 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ die quarzreichsten Proben die höchsten Porositäten und Permeabilitäten auf (Abbildung 53). Die geringsten Porositäten und Permeabilitäten weisen die Arkosen mit 3,7 % und $1,6 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$, lithischen Arkosen mit 4,2 % und $7,5 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ und feldspatreichen Lithareniten mit 4,6 % und $6,1 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ auf. Die höchsten Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten weisen die lithischen Subarkosen mit $2,99 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,66 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf. Während die Sublitharenite die niedrigsten Wärmeleitfähigkeiten mit $2,20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ aufweisen, haben die Arkosen mit $1,22 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ die niedrigsten Temperaturleitfähigkeiten.

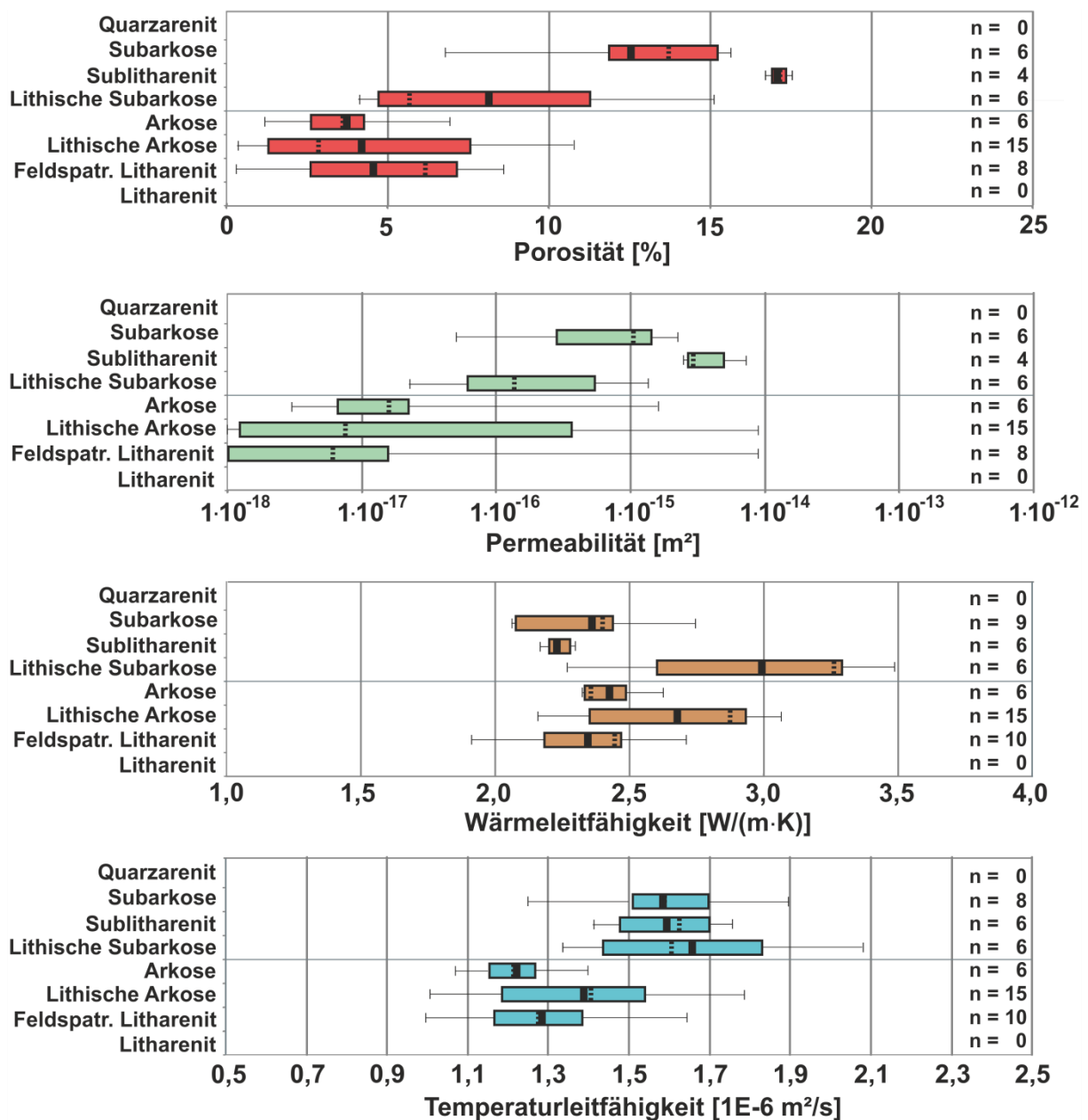


Abbildung 53: Bloxplot-Diagramme der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit von nach McBride (1963) im QFL-Diagramm (Abbildung 49b) klassifizierten Subarkose, Sublitharenit, Lithische Subarkose, Arkose, Lithische Arkose, Feldspatreicher Litharenit und Litharenit von Reservoirproben des Permokarbons.

4.2.3 Einfluss des Ablagerungsmilieus auf QFL-Verhältnisse

4.2.3.1 Aufschlussproben

Unter den verschiedenen Ablagerungstypen der im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau beprobten Aufschlüsse variiert der Quarzgehalt zwischen 50,1 % und 79,3 % (Tabelle 2). Die höchsten Quarzgehalte weisen im Sprendlinger Horst unter mäandrisch-fluviatilen Bedingungen abgelagerte Sandsteine ($Q_{79} F_{10} L_{11}$) und in der Wetterau fluviatil abgelagerte Sandsteine ($Q_{72} F_{17} L_{11}$) auf. Die höchsten Feldspatgehalte weisen unter Playa-Bedingungen abgelagerte Sandsteine in der Wetterau ($Q_{50} F_{39} L_{11}$) auf. Die höchsten Lithoklastengehalte haben äolische Sandsteine im Saar-Nahe-Becken ($Q_{53} F_{14} L_{33}$) und alluviale Sandsteine im Sprendlinger Horst ($Q_{44} F_{26} L_{30}$).

Tabelle 2: Prozentuale Anteile von Quarz, Feldspat und Lithoklasten mit Angaben des Mittelwerts und der Standardabweichung der verschiedenen in den Aufschlüssen beprobten Ablagerungstypen im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und in der Wetterau und im gesamten Analoggebiet. Mit. = Mittelwert, Stabw. = Standardabweichung

Gebiet	Ablagerungstyp	Quarz		Feldspat		Lithoklasten		n
		Mit.	Stabw.	Mit.	Stabw.	Mit.	Stabw.	
Saar-Nahe-Becken	Äolisch	53,3	17,5	13,9	4,4	32,8	20,0	20
	Alluvial	58,7	30,3	12,0	10,6	29,3	31,5	11
	Fluviatil, verflochten	60,3	7,7	24,6	7,6	15,3	6,1	18
	Fluviatil, mäandrier.	62,2	7,6	22,9	7,9	14,9	6,1	24
	Lakustrin	60,4	2,6	23,9	5,0	15,7	4,4	3
Sprendlinger Horst	Fluviatil, mäandrier.	79,3	6,9	9,5	8,1	11,2	3,9	4
	Alluvial	44,0	7,7	25,8	19,0	30,2	12,5	4
Wetterau	Playa	50,1	3,1	38,6	5,3	11,3	8,2	3
	Fluviatil, mäandrier.	71,4	3,7	17,2	2,7	11,4	6,1	4
Gesamt	Playa	50,1	3,1	38,6	5,3	11,3	8,2	3
	Äolisch	53,4	17,5	13,8	4,4	32,8	20,0	20
	Alluvial	54,8	26,7	15,7	14,1	29,5	27,2	15
	Fluviatil, verflochten	60,2	7,7	24,5	7,6	15,3	6,1	18
	Fluviatil, mäandrier.	65,5	9,3	20,5	8,6	14,0	5,9	32
	Lakustrin	60,4	2,6	23,9	5,0	15,7	4,4	3

Im gesamten Analoggebiet weisen fluviatile Sandsteine die höchsten Quarzgehalte auf. Unter ihnen haben mäandrisch abgelagerte Sandsteine ($Q_{65} F_{21} L_{14}$) geringfügig höhere Quarzgehalte als verflochten abgelagerte Sandsteine ($Q_{60} F_{25} L_{15}$). Lakustrine Sandsteine ($Q_{60} F_{24} L_{16}$) weisen einen ähnlichen Quarzgehalt auf. Die höchsten Lithoklastenanteile haben äolische Sandsteine ($Q_{53} F_{14} L_{33}$) und alluviale Sandsteine ($Q_{55} F_{15} L_{30}$), die höchsten Feldspatgehalte unter Playa-Bedingungen abgelagerte Sandsteine ($Q_{50} F_{39} L_{11}$).

4.2.3.2 Reservoirproben

Unter den im Reservoir beprobten Ablagerungstypen ist der Quarzgehalt äolischer Sandsteine ($Q_{72} F_{14} L_{13}$) am höchsten (Tabelle 3). Lakustrine Sandsteinen ($Q_{01} F_{72} L_{26}$) weisen den höchsten Feldspatgehalt vor fluviatil-verflochtenen Sandsteinen ($Q_{48} F_{36} L_{16}$) auf. Die höchsten Lithoklastengehalte weisen alluviale Sandsteine ($Q_{38} F_{33} L_{29}$) und fluviatil-mäandrische Sandsteine ($Q_{48} F_{28} L_{24}$) auf.

Tabelle 3: Prozentuale Anteile von Quarz, Feldspat und Lithoklasten mit Angaben des Mittelwerts und der Standardabweichung der verschiedenen im Reservoir beprobten Ablagerungstypen. Mit. = Mittelwert, Stabw. = Standardabweichung

Gebiet	Ablagerungstyp	Quarz		Feldspat		Lithoklasten		n
		Mit.	Stabw.	Mit.	Stabw.	Mit.	Stabw.	
Reservoir	Äolisch	72,4	7,4	14,3	9,2	13,3	5,3	7
	Alluvial	37,8	11,7	32,8	13,3	29,4	21,3	13
	Fluviatil, verflochten	47,9	18,5	35,8	17,5	16,3	9,3	10
	Fluviatil, mäandrier.	47,7	5,4	28	1,1	24,3	5,8	3
	Lakustrin	1,3	0,4	72,6	5,9	26	6,2	2

4.2.4 Einfluss der Korngröße

4.2.4.1 Aufschlussproben

Die Aufschlussproben lassen sich gemäß ihrer Korngröße in Siltsteine, Feinsandsteine, Mittelsandsteine, Grobsandsteine und Konglomerate unterteilen. Des Weiteren wurden Kalksteine und Vulkanite des Permokarbons beprobt. Während die Mittelsandsteine die höchsten Permeabilitäten mit 17,0 % aufweisen, haben die Grobsandsteine mit $2,3 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ die höchsten Permeabilitäten (Abbildung 54). Die Feinsandsteine weisen unter den Sandsteinen die niedrigsten Porositäten von 14,1 % und Permeabilitäten von $3,8 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ auf. Siltsteine haben reduzierte Porositäten und Permeabilitäten von 9,2 % und $6,7 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$. Vulkanite und Kalksteine haben noch geringere Porositäten von 2,7 % bzw. 1,6 % und Permeabilitäten von jeweils $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$. Die Grobsandsteine weisen mit $2,64 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ die höchsten Wärmeleitfähigkeiten und mit $1,59 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ neben den Konglomeraten die höchsten Temperaturleitfähigkeiten auf. Die niedrigsten Wärmeleitfähigkeiten und Temperaturleitfähigkeiten haben Vulkanite mit $1,77 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $0,72 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Hesse, 2011).

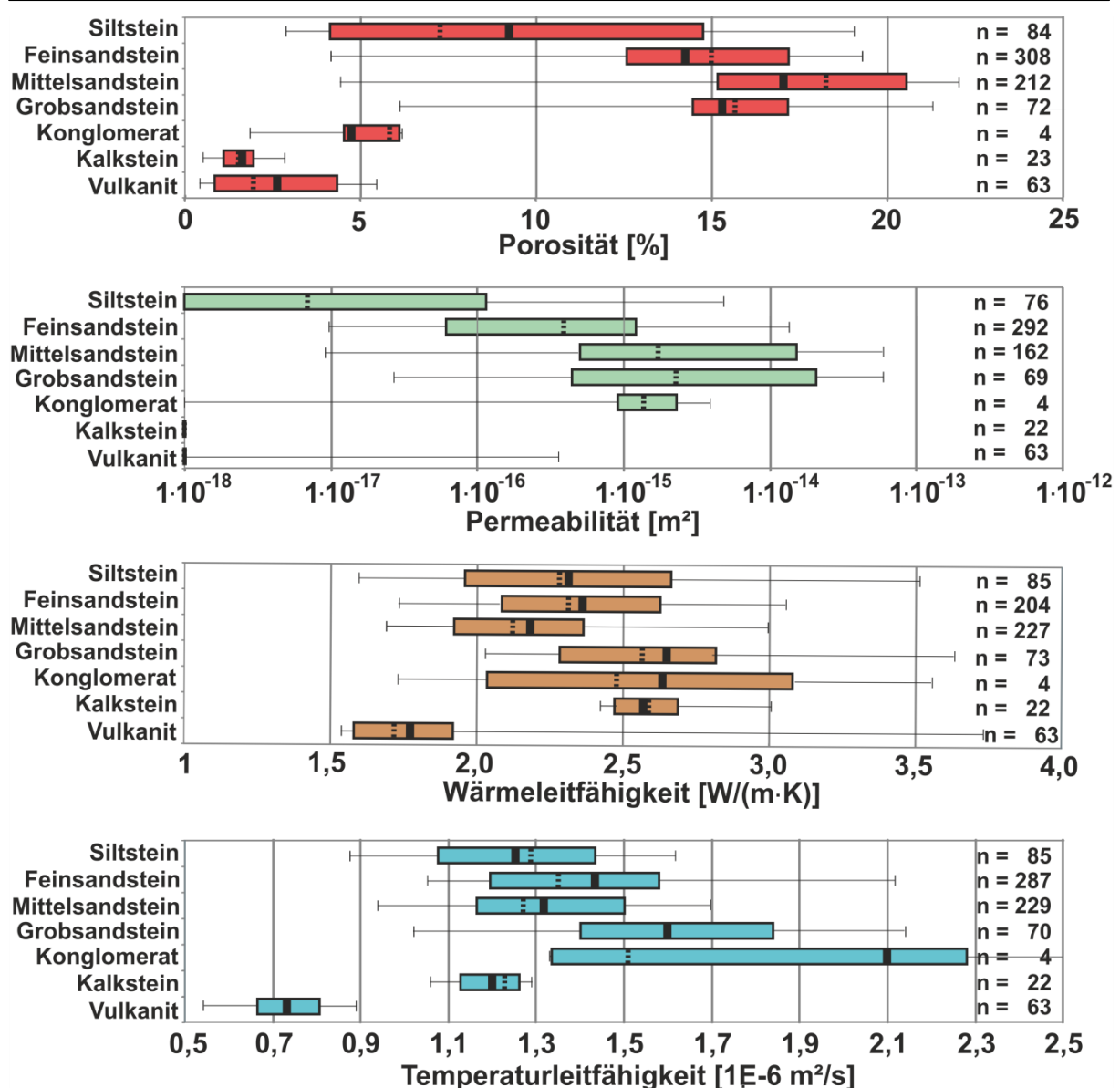


Abbildung 54: Boxplot-Diagramme der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit von nach verschiedenen Korngrößen von Siliziklastika sowie Kalksteinen und Vulkaniten gegliederten Aufschlussproben aus dem Saar-Nahe-Becken, dem Sprendlinger Horst und der Wetterau.

4.2.4.2 Reservoirproben

Die Reservoirproben lassen sich ebenfalls in Siltsteine, Feinsandsteine, Mittelsandsteine, Grobsandsteine und Konglomerate unterteilen. Die Mittel- und Grobsandsteine weisen die höchsten Werte der vier untersuchten Gesteinskennwerte auf. Die höchsten Porositäten und Permeabilitäten weisen die Mittelsandsteine mit 8,9 % und $6,6 \cdot 10^{-16} m^2$ vor den

Grobsandsteinen mit 5,6 % und $3,0 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ auf (Abbildung 55). Während die Grobsandsteine mit $2,61 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ die höchsten Wärmeleitfähigkeiten vor den Mittelsandsteinen mit $2,56 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ aufweisen, haben die Mittelsandsteine mit $1,51 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ die höchsten Temperaturleitfähigkeiten vor den Grobsandsteinen mit $1,49 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Die Feinsandsteine weisen die niedrigsten Porositäten mit 3,8 %, niedrigsten Permeabilitäten von $1,4 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$, die niedrigsten Wärmeleitfähigkeiten von $2,37 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und niedrigsten Temperaturleitfähigkeiten von $1,23 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf.

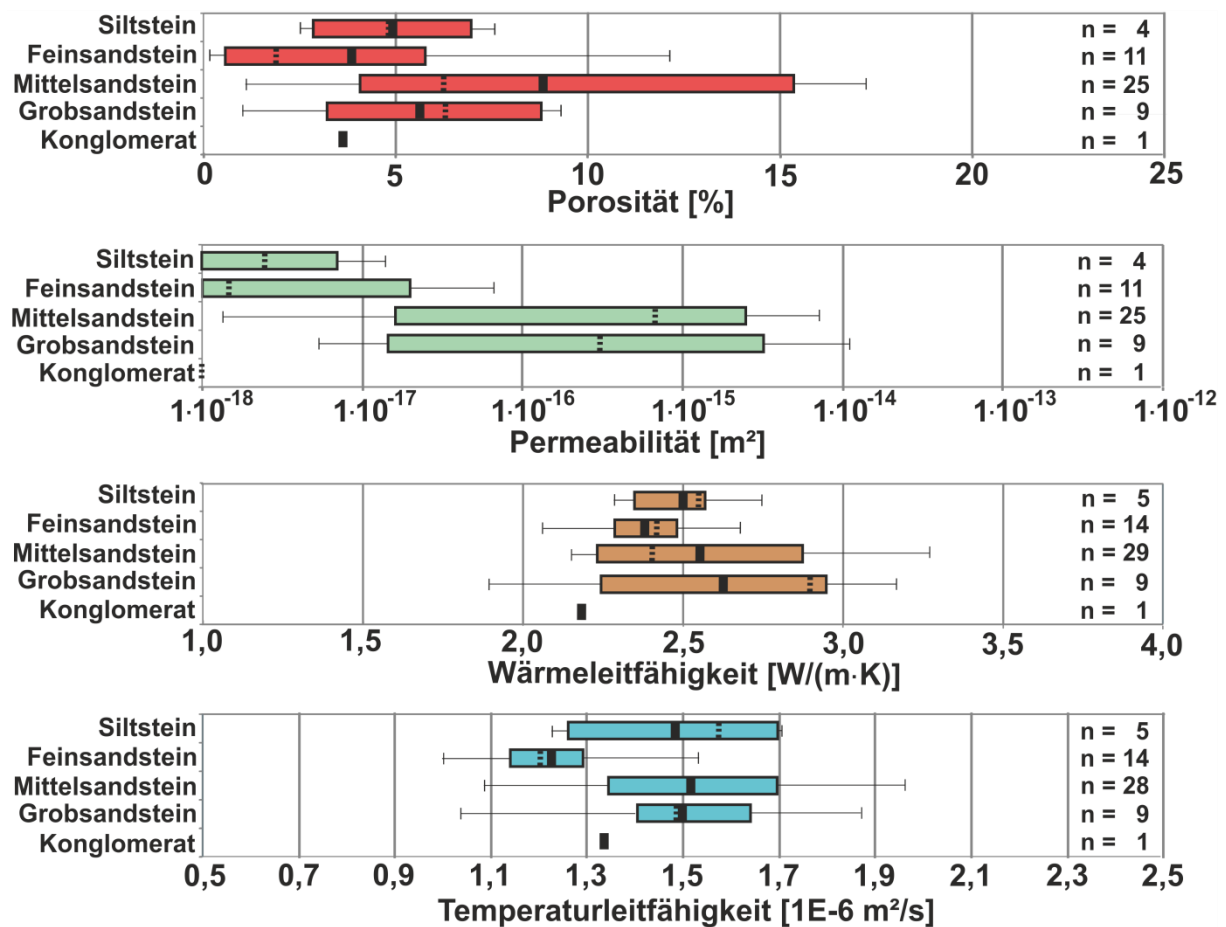


Abbildung 55: Boxplot-Diagramm der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit von nach verschiedenen Korngrößen gegliederten Reservoirproben

4.2.5 Einfluss der Stratigraphie

4.2.5.1 Hydraulische Matrixkennwerte von Aufschlussproben

Unter den im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau beprobten Aufschlüssen, die derselben stratigraphischen Einheit angehören, weisen die höchsten Porositäten und Permeabilitäten die Proben der Thallichtenberg-Formation in den Tholey-Schichten im Saar-Nahe-Becken mit 19,1 % und $1,4 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$, der Remigiusberg-Formation in den Kusel-Schichten mit 16,4 % und $3,8 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$, der Kreuznach-Formation in der Nahe-Subgruppe mit 16,3 % und $2,9 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ und der Schöneck-Schichten in der Wetterau mit 16,0 % und $3,2 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ auf (Abbildung 56).

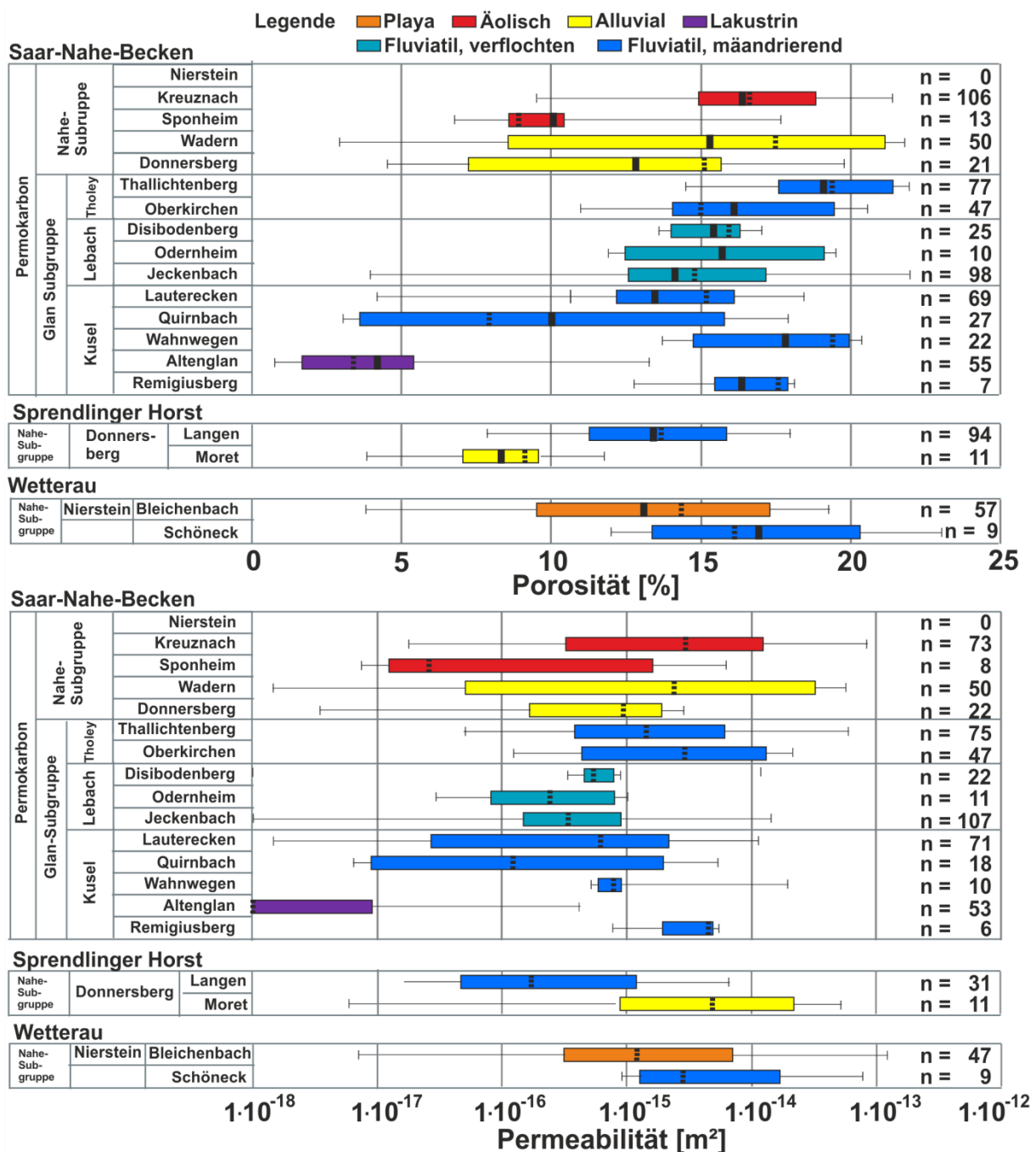


Abbildung 56: Boxplot-Diagramm der Porosität und Permeabilität von Aufschlussproben derselben stratigraphischen Einheiten des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und in der Wetterau mit Berücksichtigung der dominierenden Ablagerungsfazies

Die niedrigsten Porositäten- und Permeabilitäten der Aufschlussproben weisen Proben aus der Altenglan-Formation in den Kusel-Schichten mit 4,2 % und $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$, der Sponheim-Formation in der Nahe-Subgruppe mit 10,0 % und $2,6 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$ und der Quirnbach-Formation in den Kusel-Schichten mit 10,0 % und $1,3 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ auf.

4.2.5.2 Bohrkernproben aus flachen Bohrungen

Proben aus der im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken untersuchten Bohrung (Abbildung 19), die die Kreuznach-Formation in einem Teufenbereich zwischen 10 und 70 m angetroffen hat, weisen Porositäten zwischen 8,2 % und 23,8 %, Permeabilitäten zwischen $1,0 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$ und $1,3 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, Wärmeleitfähigkeiten zwischen $1,56 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $2,73 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und Temperaturleitfähigkeiten zwischen $0,60 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,54 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Abbildung 57). Mit der Tiefe nehmen die Porositäten und Permeabilitäten ab und die Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten zu.

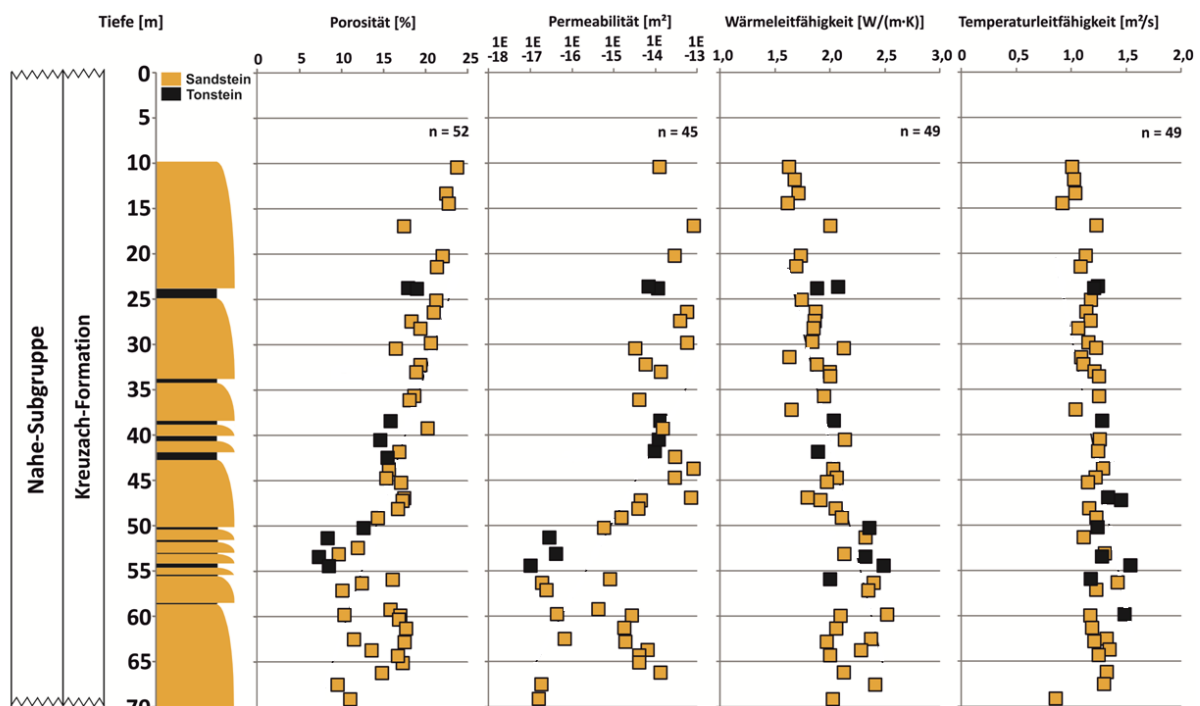


Abbildung 57: Tiefenprofile der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit der Kreuznach-Formation einer 70 Meter tiefen Bohrung im östlichen Saar-Nahe-Becken. Für Lokation der Bohrung s. Abbildung 19.

Proben aus der Forschungsbohrung Messel GA1 im Sprendlinger Horst (Abbildung 19), die die Langen-Schichten in einem Teufenbereich bis 55 m angetroffen hat, weisen Porositäten zwischen und 7,5 % und 18,6 %, Permeabilitäten zwischen $2,2 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ und $2,8 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$, Wärmeleitfähigkeiten zwischen $1,84 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $2,79 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und Temperaturleitfähigkeiten zwischen $0,80 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,65 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Rüther, 2011, Abbildung 58).

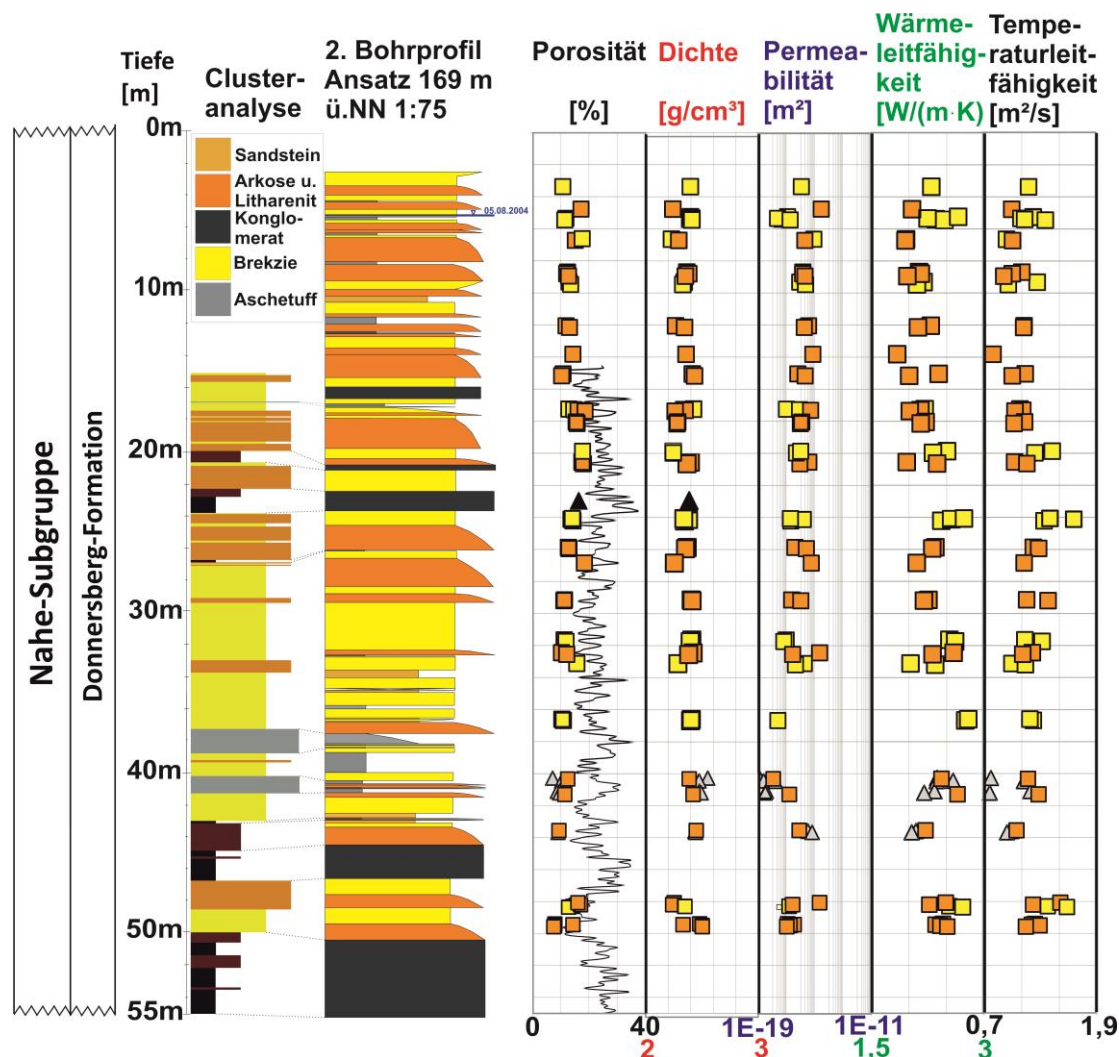


Abbildung 58: Tiefenprofile der Porosität, Dichte, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit der auf den ersten 55 m angetroffenen Lagen-Schichten der Bohrung GA1 im Sprendlinger Horst (Rüther, 2011).

4.2.5.3 Thermophysikalische Kennwerte von Aufschlussproben

Unter den im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau beprobten Aufschlüssen, die derselben stratigraphischen Einheit angehören, weisen die höchsten Wärmeleitfähigkeiten und Temperaturleitfähigkeiten Proben der Quirnbach-Formation in den Kusel-Schichten mit $2,78 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,62 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, der Wadern-Formation in der Nahe-Subgruppe mit $2,59 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,76 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ sowie der Donnersberg-Formation mit $2,53 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,53 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Abbildung 59). Die niedrigsten Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten weisen Proben der Schöneck-Schichten in der Wetterau mit $1,80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,00 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, der Odernheim-Formation in den Lebach-Schichten mit $1,92 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,13 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und der Kreuznach-Formation in der Nahe-Subgruppe mit $2,04 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $1,17 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf.

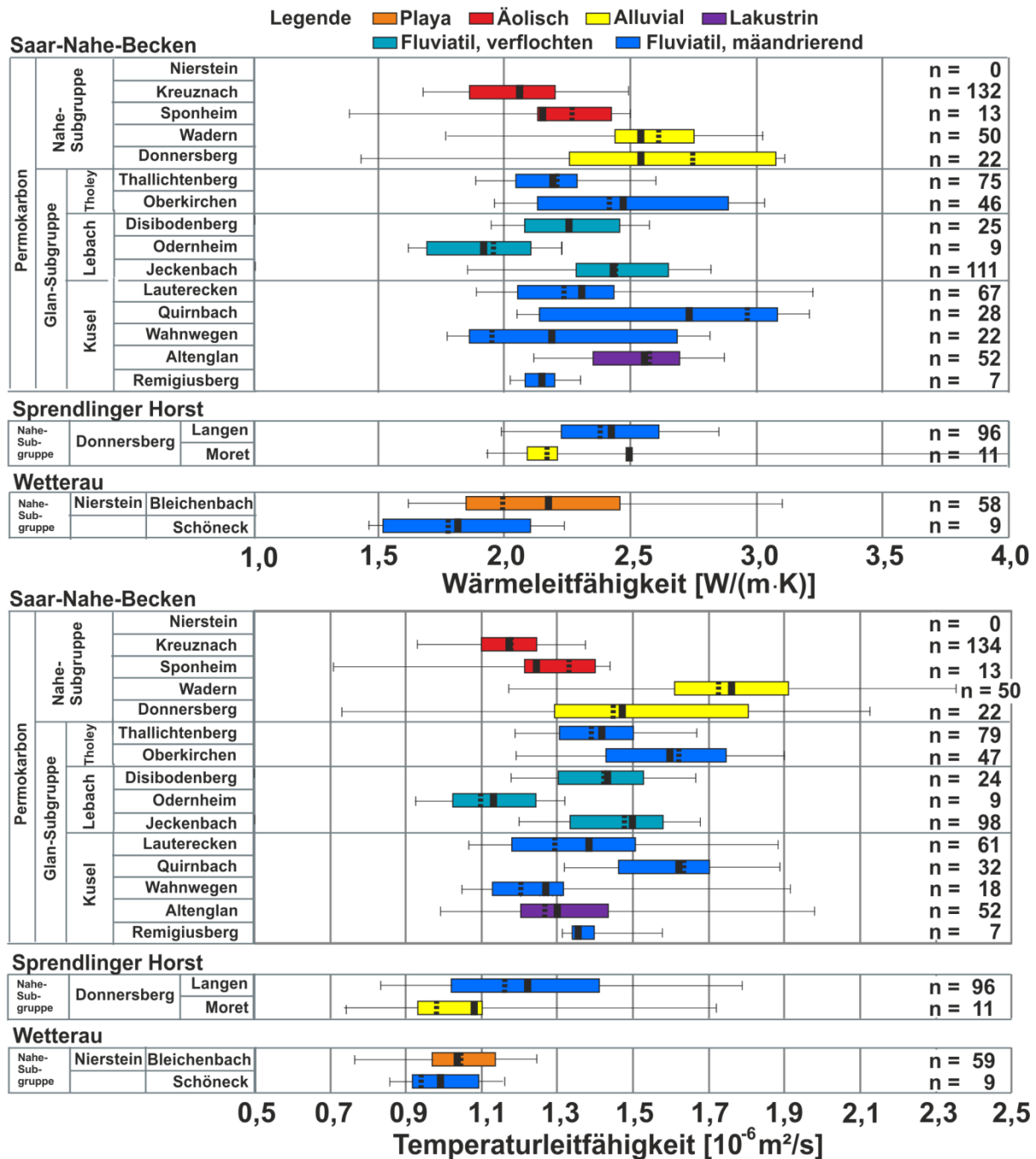


Abbildung 59: Boxplot-Diagramm der Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit von Aufschlussproben derselben stratigraphischen Einheiten des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und in der Wetterau mit Berücksichtigung der dominierenden Ablagerungsfazies

4.2.5.4 Modalbestand von Aufschlussproben

Unter Berücksichtigung der Kornfraktion der im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und in der Wetterau genommenen Aufschlussproben variieren der Quarzgehalt zwischen 17,7 % von Proben der Sponheim-Formation und 67,2 % der Donnersberg-Formation, der Feldspatgehalt zwischen 5,8 % von Proben der Sponheim-Formation und 37,8 % der Bleichenbach-Formation, der Gesteinsfragmentgehalt zwischen 8,5 % von Proben der Oberkirchen-Formation und 76,5 % der Sponheim-Formation und der Glimmergehalt

zwischen 0 % von Proben der Sponheim-Formation und 15,6 % der Altenglan-Formation (Abbildung 60).

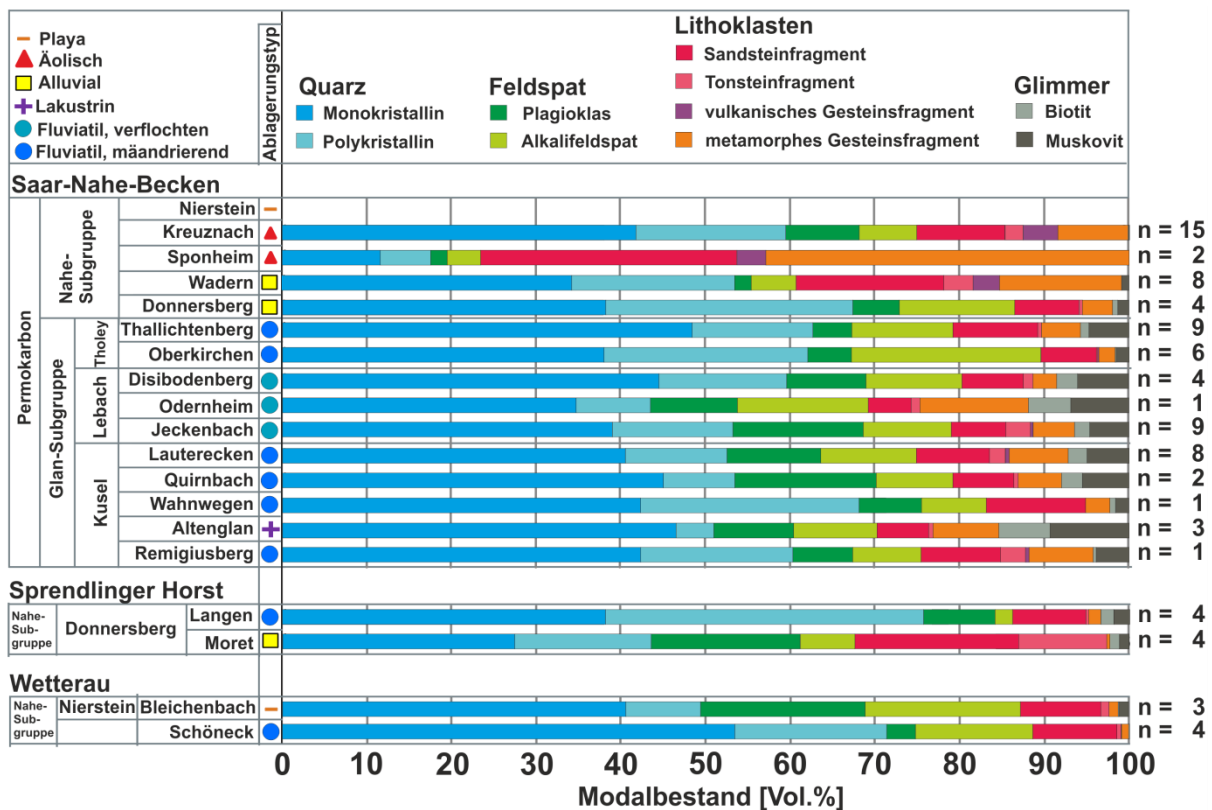


Abbildung 60: Nach stratigraphischen Einheiten im Saar-Nahe-Becken, im Spredlinger Horst und in der Wetterau gemittelte prozentuale Zusammensetzung des Modalbestands. Angaben zu Minimal-, Maximalwerten und Standardabweichungen befinden sich im Anhang.

4.2.5.5 Hydraulische Kennwerte von Reservoirproben

Unter den im Reservoir beprobten stratigraphischen Einheiten weisen die höchsten Porositäten und Permeabilitäten Proben der Kreuznach-Formation in der Nahe-Subgruppe mit 14,0 % und $1,6 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ und der Wadern-Formation in der Nahe-Subgruppe mit 8,5 % und $4,9 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ auf (Abbildung 61). Die niedrigsten Porositäten der Reservoirproben weisen Proben der Disibodenberg-Formation in den Lebach-Schichten mit 1,8 %, der Odernheim-Formation in den Lebach-Schichten mit 2,0 % und der Meisenberg-Formation in den Lebach-Schichten mit 2,3 % auf. Die niedrigsten Permeabilitäten haben Proben der Meisenheim-Formation mit $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$, der Disibodenberg-Formation mit $1,4 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ und der Jeckenbach-Formation in den Lebach-Schichten mit $3,7 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$.

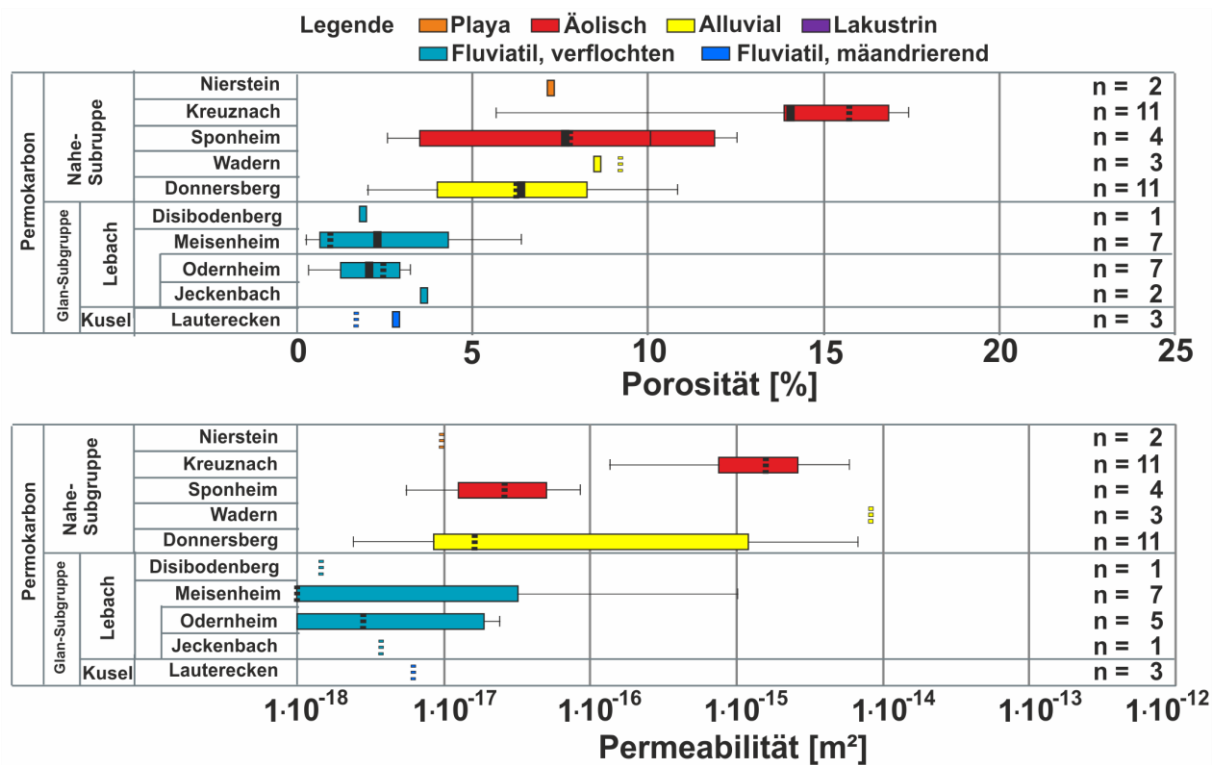


Abbildung 61: Boxplot-Diagramm der Porosität und Permeabilität von im Reservoir beprobten stratigraphischen Einheiten des Permokarbons mit Berücksichtigung der dominierenden Ablagerungsfazies.

4.2.5.6 Thermophysikalische Kennwerte von Reservoirproben

Unter den im Reservoir beprobten stratigraphischen Einheiten weisen die höchsten Wärmeleitfähigkeiten Proben der Lauterecken-Formation mit $2,92 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und der Disibodenberg-Formation in den Lebach-Schichten mit $2,88 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, und die höchsten Temperaturleitfähigkeiten Proben der Nierstein-Formation in der Nahe-Subgruppe mit $1,65 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und der Kreuznach-Formation in der Nahe-Subgruppe mit $1,59 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Abbildung 62). Die niedrigsten Wärmeleitfähigkeiten haben Proben der Wadern-Formation in der Nahe-Subgruppe mit $2,04 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und der Sponheim-Formation in der Nahe-Subgruppe mit $2,17 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, die niedrigsten Temperaturleitfähigkeiten Proben der Oderheim-Formation mit $1,20 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und der Wadern-Formation mit $1,29 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

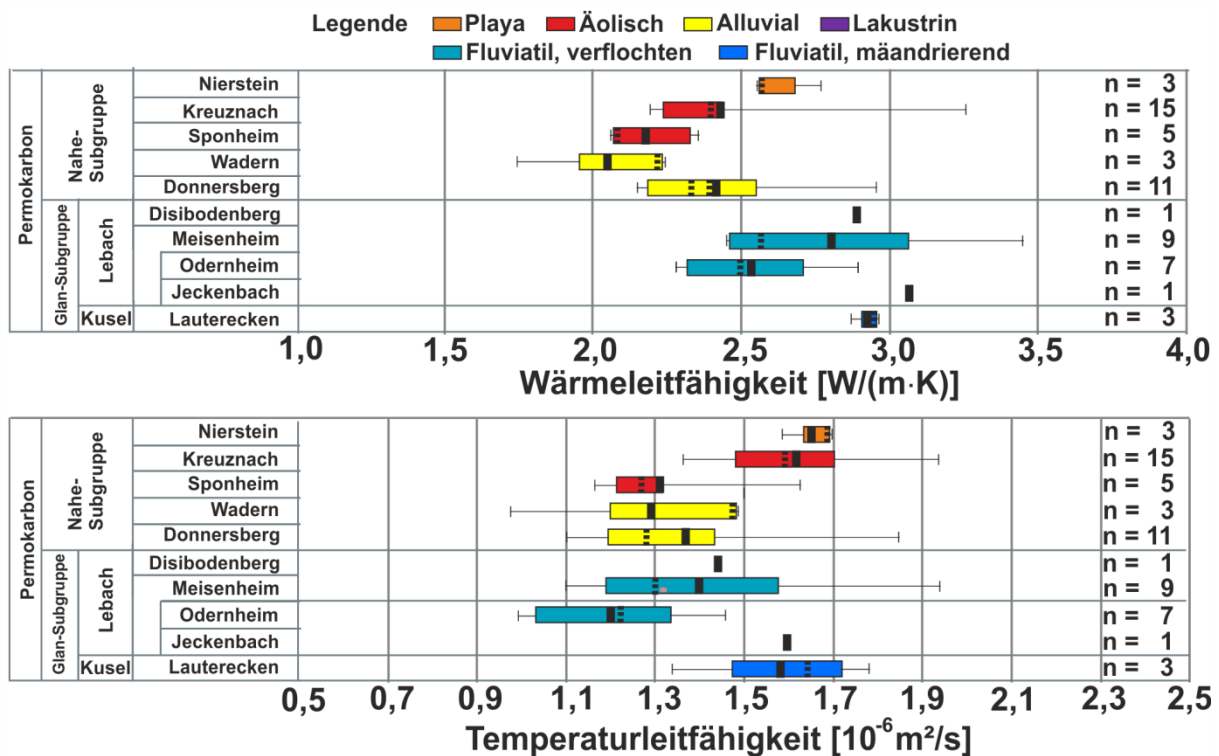


Abbildung 62: Boxplot-Diagramme der Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit von im Reservoir beprobten stratigraphischen Einheiten des Permokarbons mit Berücksichtigung der dominierenden Ablagerungsfazies.

4.2.5.7 Modalbestand von Reservoirproben

Unter den Reservoirproben variiert der Quarzgehalt zwischen 22,9 % von Proben der Odernheim-Formation und 73,8 % der Kreuznach-Formation, der Feldspatgehalt zwischen 9,8 % von Proben der Kreuznach-Formation und 54,7 % der Jeckenbach-Formation, der Gesteinsfragmentgehalt zwischen 6,6 % von Proben der Sponheim-Formation und 35,9 % der Wadern-Formation und der Glimmergehalt zwischen 0,4 % von Proben der Kreuznach-Formation und 27,0 % der Odernheim-Formation (Abbildung 63).

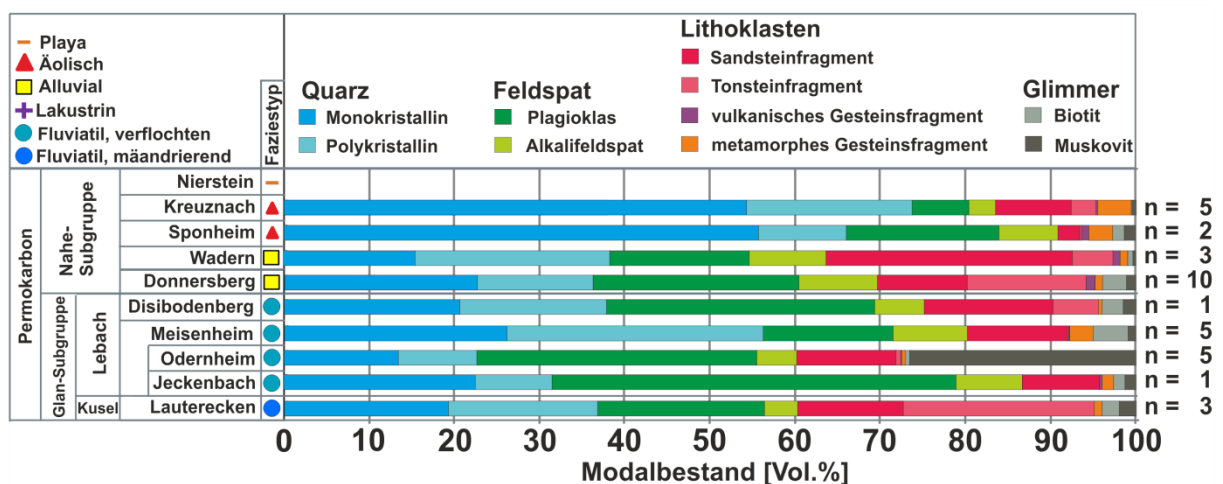


Abbildung 63: Gemittelte prozentuale Zusammensetzung des Modalbestands von im Reservoir beprobten stratigraphischen Einheiten. Minimal-, Maximalwerte und Standardabweichungen sind im Anhang aufgeführt.

4.2.6 Thermophysikalische Eigenschaften von in Ost- und Nordost-Hessen beprobten Bohrkernen

Proben aus in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle abgeteufte Bohrung Bad König 1 weisen eine mittlere Porosität von 7,6 %, Permeabilität von $6,2 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$, Wärmeleitfähigkeit von $2,57 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und Temperaturleitfähigkeit von $1,35 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Abbildung 64) auf.

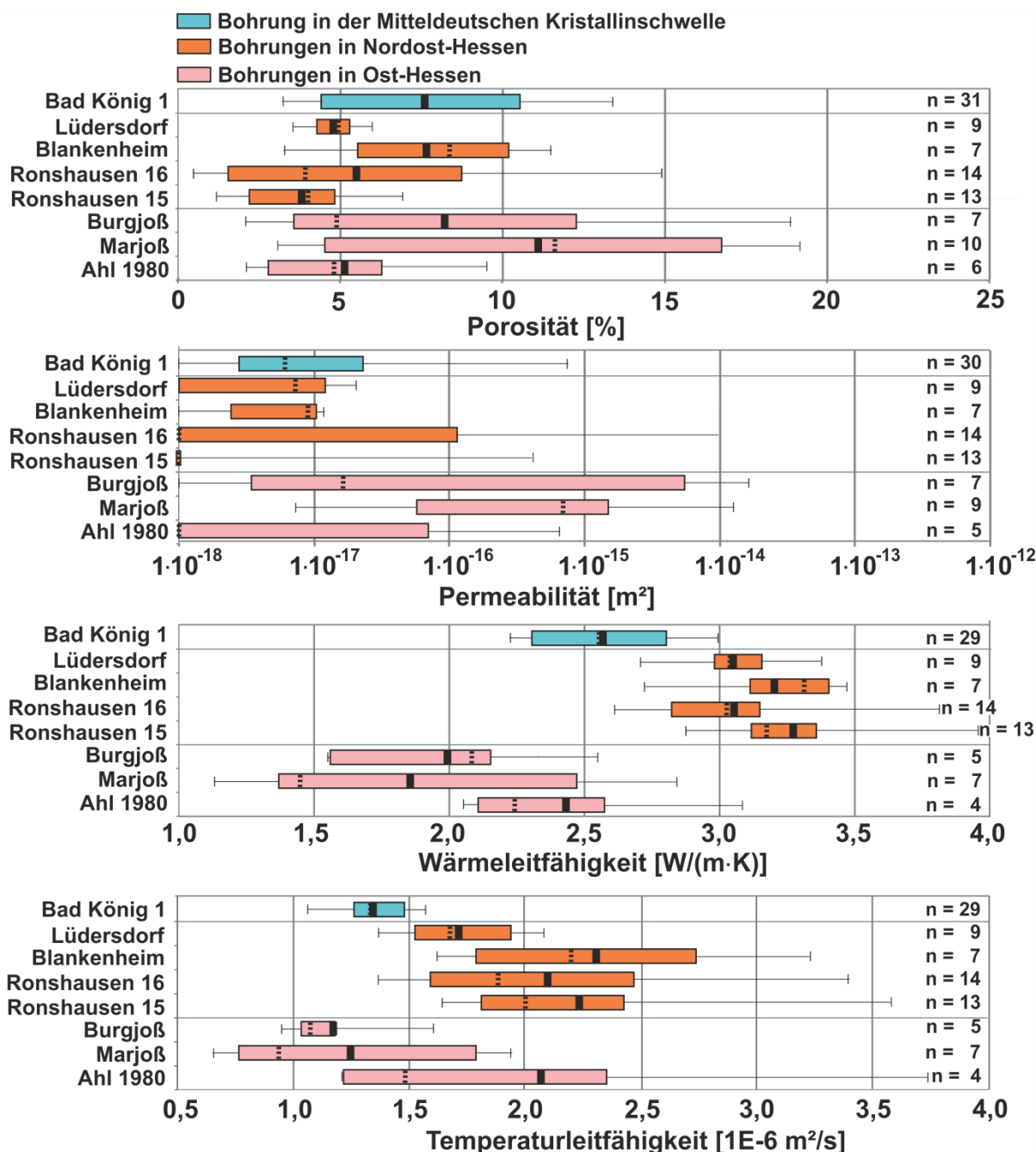


Abbildung 64: Boxplot-Diagramme der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit von beprobten permokarbonen Bohrkernen von in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle sowie Nordost- und Ost-Hessen liegenden Bohrungen.

Von Proben von den in Nordost-Hessen abgeteufte Bohrungen Lüdersdorf, Blankenheim, Ronshausen 16 und Ronshausen 15 schwanken die Porositäten zwischen 4,0 % und 7,6 %, die Permeabilitäten zwischen $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ und $8,8 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$, die Wärmeleitfähigkeiten zwischen $3,04 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $3,27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und die Temperaturleitfähigkeiten zwischen $1,71 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $2,30 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Von Proben von den in Ost-Hessen abgeteufte Bohrungen Burgjoß, Marjoß und Ahl 1980 schwanken die Porositäten zwischen 5,1 % und 11,1 %, die Permeabilitäten zwischen $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ und $7,6 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$, die Wärmeleitfähigkeiten zwischen $1,85 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und $2,43 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und die Temperaturleitfähigkeiten zwischen $1,18 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $2,06 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

4.2.7 Petrographische Eigenschaften von in Nordost- und Ost-Hessen beprobten Bohrkernen

Die Bohrkernproben der nordhessischen Bohrungen Lüdersdorf, Blankenheim, Ronshausen 16 und Ronshausen 15 werden nach der Nomenklatur von McBride (1963) als Litharenite ($Q_{31} F_5 L_{64}$, $n = 4$), lithische Subarkosen ($Q_{65} F_{17} L_{18}$, $n = 4$), Subarkose ($Q_{73} F_{20} L_7$, $n = 1$), Arkose ($Q_{62} F_{33} L_5$, $n = 1$) und lithische Arkose ($Q_{46} F_{16} L_{38}$, $n = 1$) klassifiziert (Abbildung 65). Die Borkernproben der osthessischen Bohrungen Burgjoß, Marjoß und Ahl 1980 werden als lithische Subarkosen ($Q_{60} F_{20} L_{20}$, $n = 3$) sowie Subarkose ($Q_{76} F_{21} L_3$, $n = 1$), Arkose ($Q_{67} F_{29} L_4$, $n = 1$), Lithische Arkose ($Q_{61} F_{27} L_{12}$, $n = 1$) und Litharenit ($Q_{58} F_6 L_{36}$, $n = 1$) klassifiziert. Bohrkernproben der Bohrung Bad König 1 aus der Mitteldeutschen Kristallinschwelle bestehen hauptsächlich aus Subarkosen ($Q_{76} F_{17} L_7$, $n = 7$) sowie Lithischen Arkosen ($Q_{52} F_{31} L_{17}$, $n = 3$), Lithischen Subarkosen ($Q_{67} F_{18} L_{15}$, $n = 2$) und Arkosen ($Q_{60} F_{32} L_8$, $n = 1$).

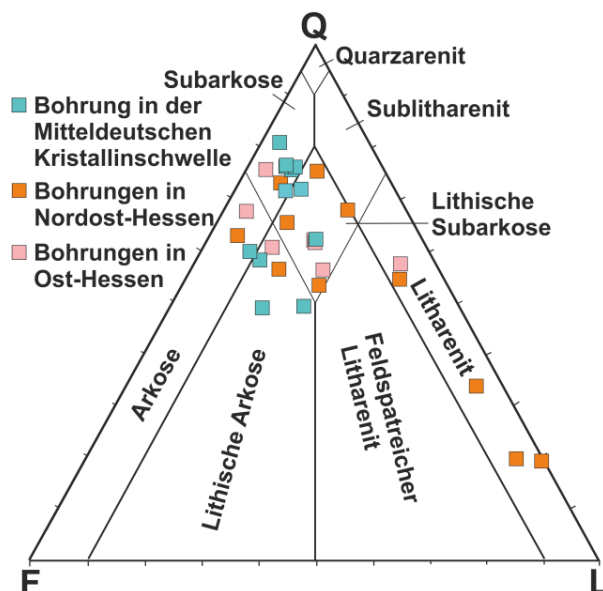
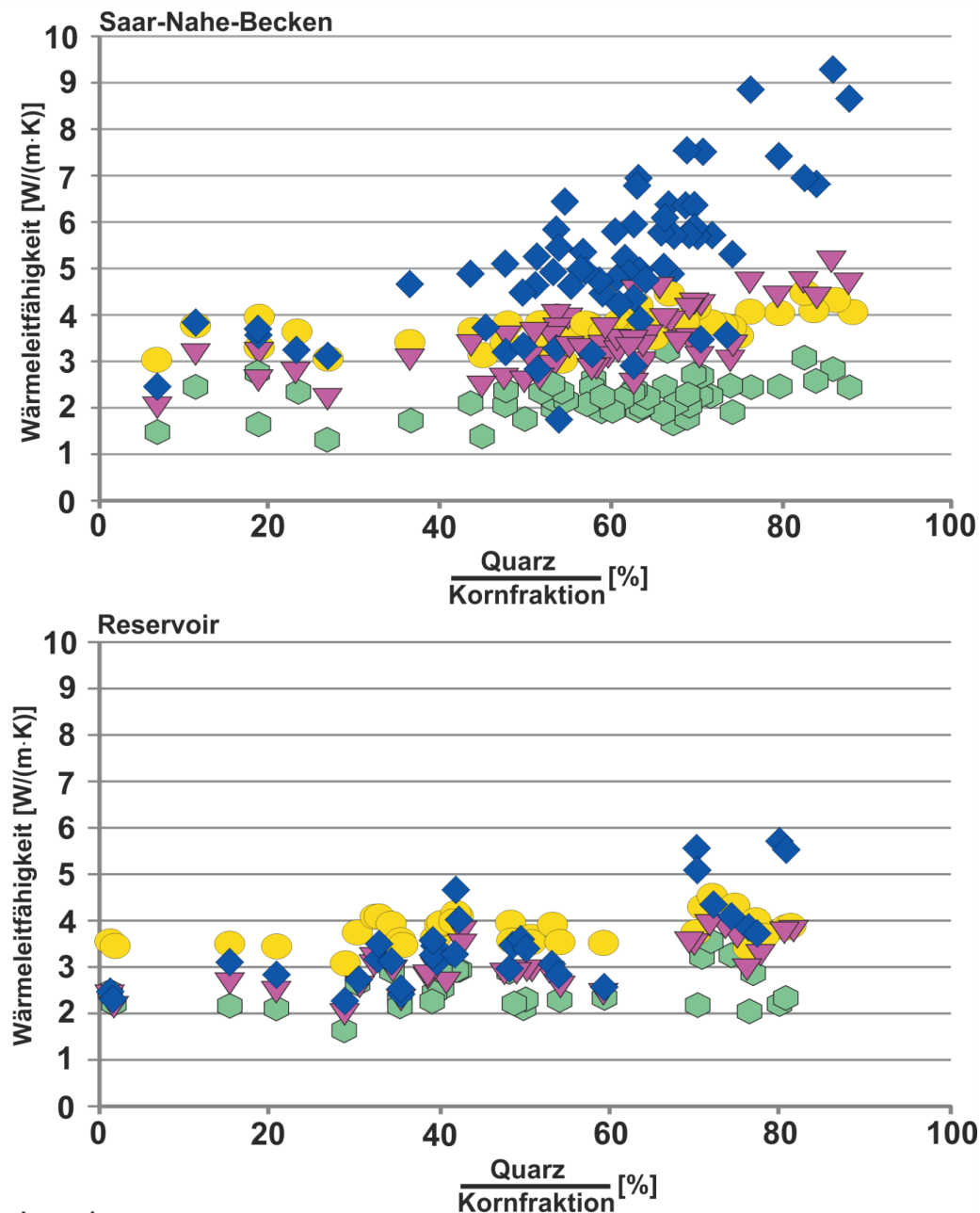


Abbildung 65: QFL-Diagramm von Bohrkernproben aus in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, in Nordost-Hessen und in Ost-Hessen abgeteufte Bohrungen. Q = Quarz, F = Feldspat, L = Lithoklasten

4.2.8 Berechnung der Matrix- und wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit

Im Saar-Nahe-Becken und Reservoir genommene Proben weisen eine klare positive Korrelation zwischen dem Quarzgehalt und der Matrixwärmeleitfähigkeit auf (Abbildung 66). Im Saar-Nahe-Becken genommene Proben weisen die höchsten Matrixwärmeleitfähigkeiten von über $7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ bei einem Quarzgehalt von 85,7 % auf.

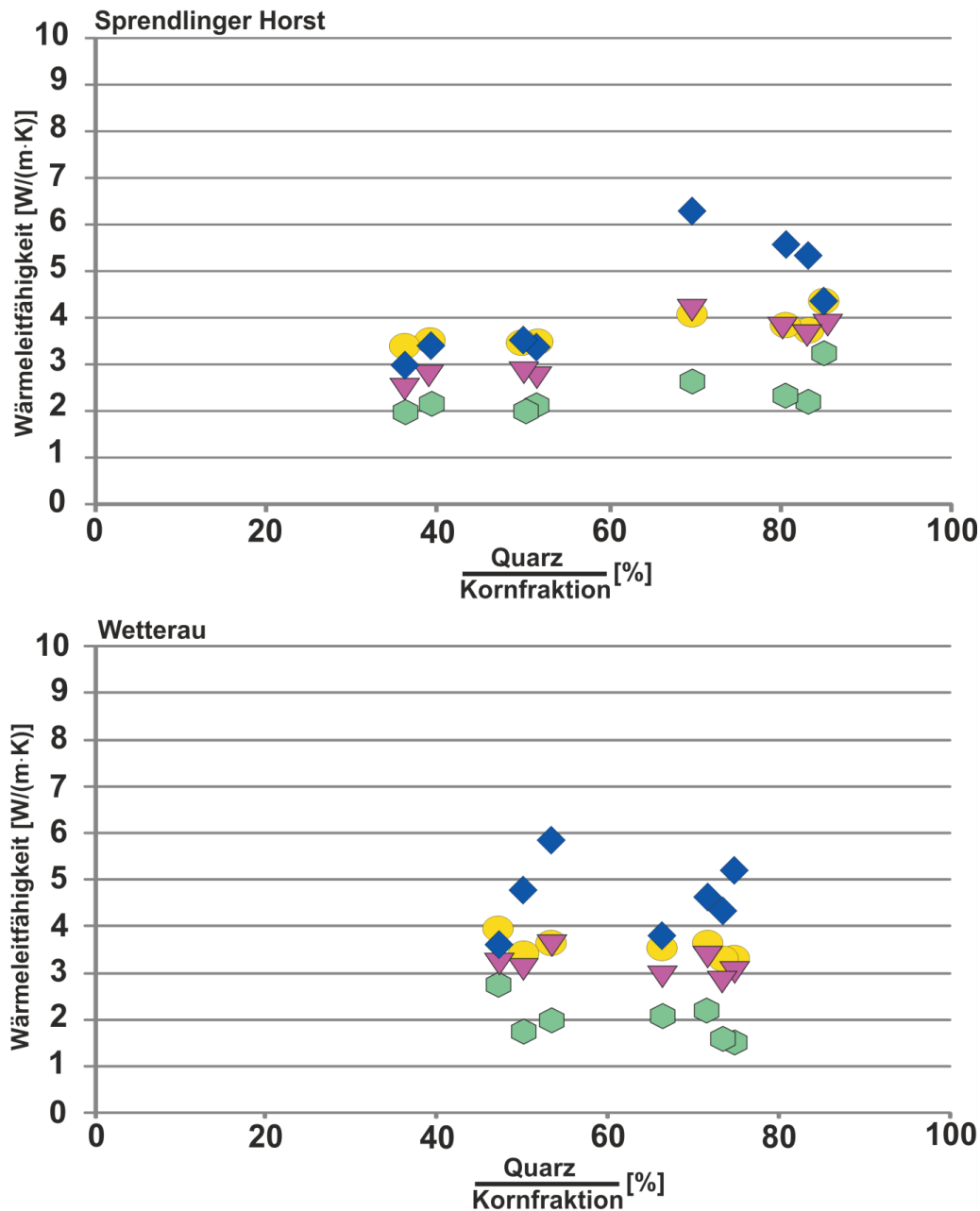


Legende

- ◆ Mit dem geometrischen Mittel berechnete Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix
- ▼ Mit dem geometrischen Mittel berechnete wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit
- Nach Fuchs et al. (2013) berechnete wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit
- ⬢ Wärmeleitfähigkeitsmesswert an trockener Probe

Abbildung 66: Wärmeleitfähigkeits-Quarz-Diagramm von Proben aus dem Saar-Nahe-Becken und dem Reservoir mit der Angabe des Wärmeleitfähigkeitsmesswerts an der trockenen Probe und der damit nach Fuchs et al. (2013) und mit dem geometrischen Mittel berechneten wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit sowie der mit dem geometrischen Mittel berechneten Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix

Weniger stark nimmt mit steigendem Quarzgehalt die nach Fuchs et al. (2013) und mit dem geometrischen Mittel berechnete wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit zu. Dagegen ist der Einfluss des Quarzgehalts auf den Wärmeleitfähigkeitsmesswert von im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und der Wetterau (Abbildung 67) genommenen trockenen Proben geringer.



Legende

- ◆ Mit dem geometrischen Mittel berechnete Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix
- ▼ Mit dem geometrischen Mittel berechnete wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit
- Nach Fuchs et al. (2013) berechnete wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit
- ⬢ Wärmeleitfähigkeitsmesswert an trockener Probe

Abbildung 67: Wärmeleitfähigkeits-Quarz-Diagramm von Proben aus dem Sprendlinger Horst und der Wetterau mit der Angabe des Wärmeleitfähigkeitsmesswerts an der trockenen Probe und der damit nach Fuchs et al. (2013) und mit dem geometrischen Mittel berechneten wassergesättigten Wärmeleitfähigkeit sowie der mit dem geometrischen Mittel berechneten Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsmatrix

4.3 Tiefenbeziehung hydraulischer Matrixkennwerte gegliedert nach Ablagerungsmilieus

4.3.1 Fluvatile Sandsteine

Fluvatile Sandsteine weisen von der Geländeoberkante bis zu Teufen zwischen 1.800 m und 2.100 m eine konstante Abnahme der Porosität von 15,0 % bis auf 5,1 % (Abbildung 68) und der Permeabilität von $8 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ bis $7 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ (Abbildung 69) auf.

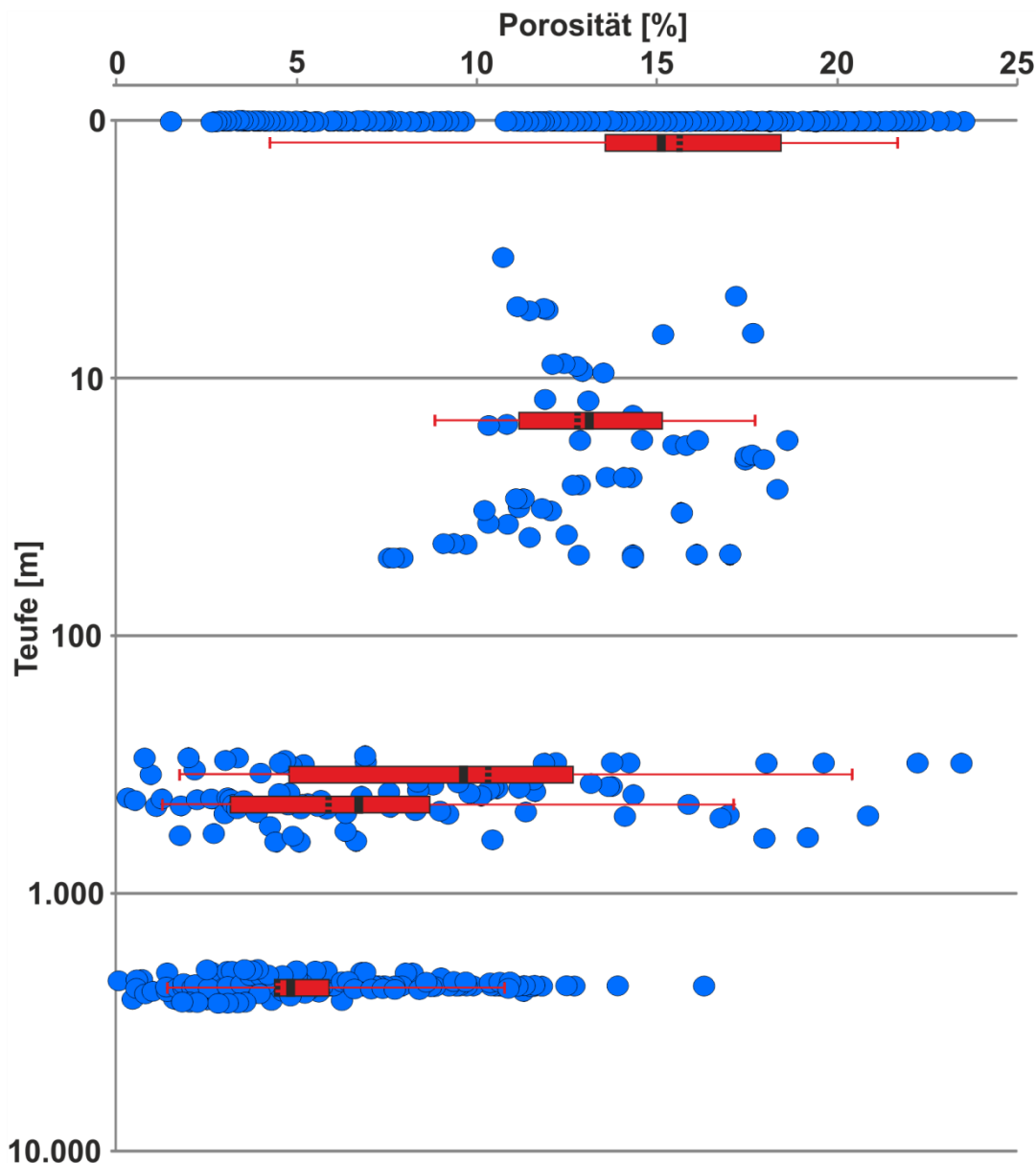


Abbildung 68: Porositäts-Teufen-Diagramm von fluvialen Sandsteine von Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau sowie aus Bohrkernen der Bohrung Messel GA1 im Sprendlinger Horst, mitteltiefen Bohrungen in Osthessen und tiefen Bohrungen aus dem Reservoir. Die Boxplots fassen Daten aus den Teufenbereichen 0 m, 5 m bis 65 m, 200 m bis 400 m, 400 m bis 650 m und 1.800 m bis 2.100 m zusammen. Im Reservoir wurden zusätzlich Kohlenwasserstoffdaten herangezogen.

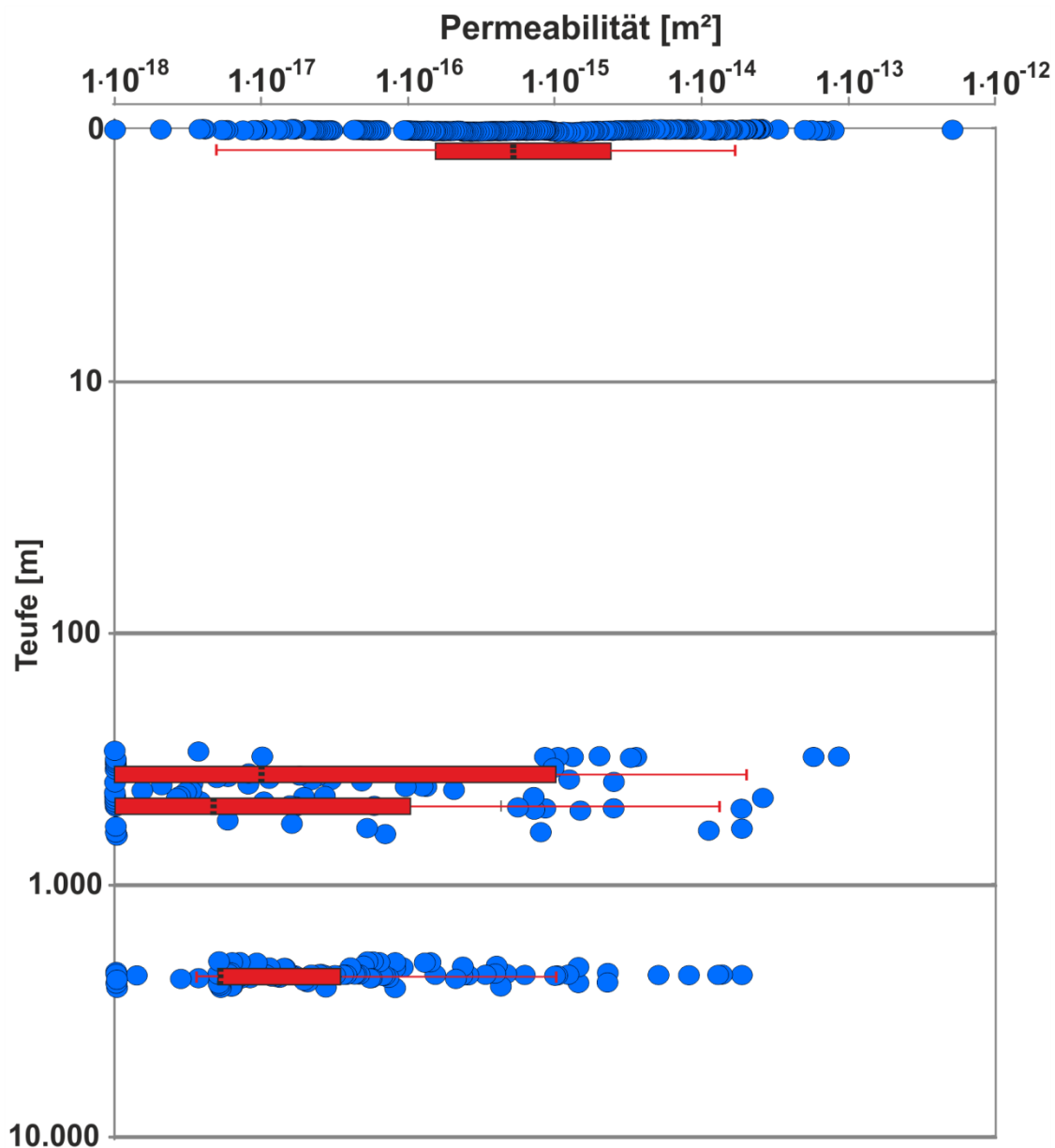


Abbildung 69: Permeabilitäts-Teufen-Diagramm von fluviatilen Sandsteinen von Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken, dem Sprendlinger Horst und der Wetterau sowie aus Bohrkernen von mitteltiefen Bohrungen aus Ost-Hessen und tiefen Bohrungen aus dem Reservoir. Die Boxplots fassen Daten aus den Teufenbereichen 0 m, 200 m bis 400 m, 400 m bis 650 m und 1.800 m bis 2.100 m zusammen. Im Reservoir wurden zusätzlich Kohlenwasserstoffdaten herangezogen.

4.3.2 Alluviale Sandsteine

Die Porosität alluvialer Sandsteine nimmt von 12,0 % auf Geländeoberkante bis 7 % zwischen 200 m und 500 m ab und bleibt bis in Teufen zwischen 1.900 m und 2.100 m mit 8 % etwa gleich (Abbildung 70).

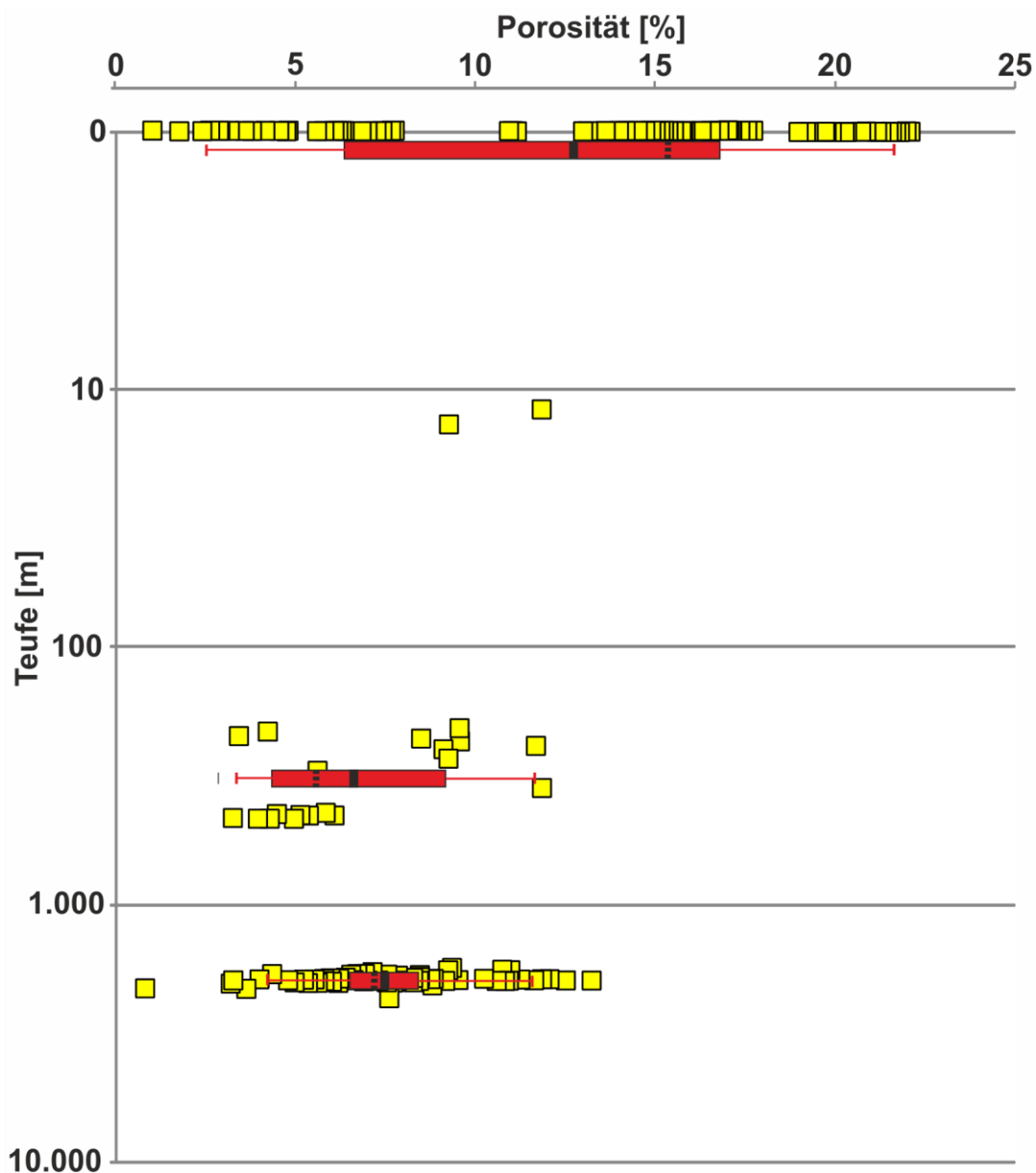


Abbildung 70: Porositäts-Teufen-Diagramm von alluvialen Sandsteinen von Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken und im Sprendlinger Horst, Bohrkernproben der flachen Bohrung Messel GA2 im Sprendlinger Horst, mitteltiefen Bohrungen in Ost-Hessen und tiefen Bohrungen aus dem Reservoir. Die Boxplots fassen Daten aus den Teufenbereichen 0 m, 200 m bis 500 m und 1.900 m bis 2.100 m zusammen. Im Reservoir wurden zusätzlich Kohlenwasserstoffdaten herangezogen.

Die Permeabilität alluvialer Sandsteine nimmt ebenfalls von der Geländeoberkante mit $1,0 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ bis zu einer Teufe zwischen 200 m bis 500 m auf $1,2 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$ ab (Abbildung 71). In einer Teufe zwischen 1.900 m und 2.100 m nimmt sie wieder zu und entspricht mit $1,0 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ in etwa der Permeabilität der Geländeoberkante.

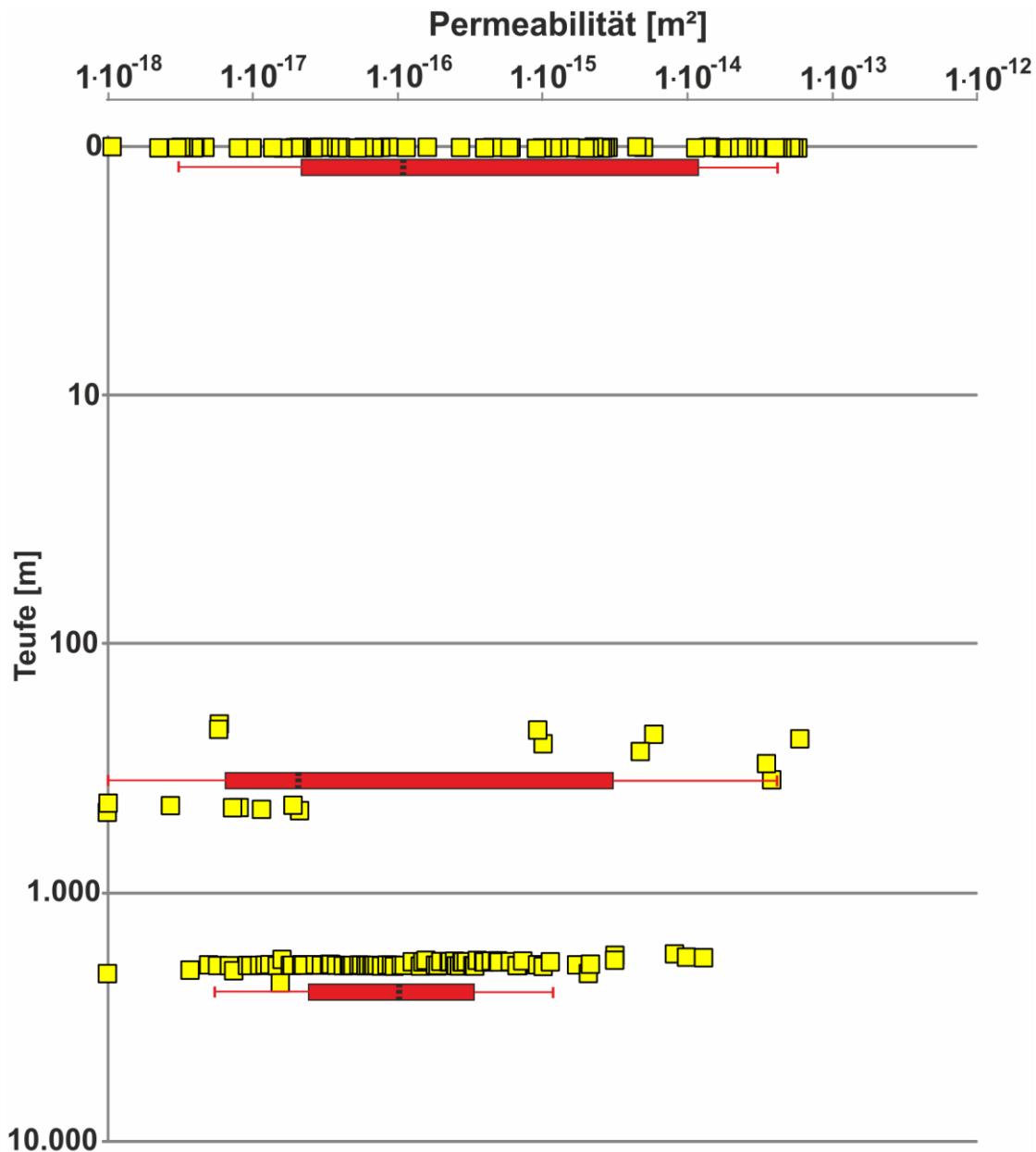


Abbildung 71: Permeabilitäts-Teufen-Diagramm von alluvialen Sandsteinen von Aufschlussproben aus dem Saar-Nahe-Becken und dem Spredlinger Horst, Bohrkernproben aus mitteltiefen Bohrungen in Osthessen und tiefen Bohrungen aus dem Reservoir. Die Boxplots fassen Daten aus den Teufenbereichen 0 m, 200 m bis 500 m und 1.900 m bis 2.100 m zusammen. Im Reservoir wurden zusätzlich Kohlenwasserstoffdaten herangezogen.

4.3.3 Äolische Sandsteine

Die Porosität äolischer Sandsteine bleibt mit zunehmender Tiefe in etwa unverändert. Die Porosität beträgt 14,8 % an der Geländeoberkante, 15,0 % in Teufen zwischen 10 m und 70 m und 14,6 % in Teufen zwischen 2.800 m und 2.900 m (Abbildung 72). Lediglich in Teufen zwischen 1.500 m und 1.600 m ist die Porosität mit 8,0 % reduziert.

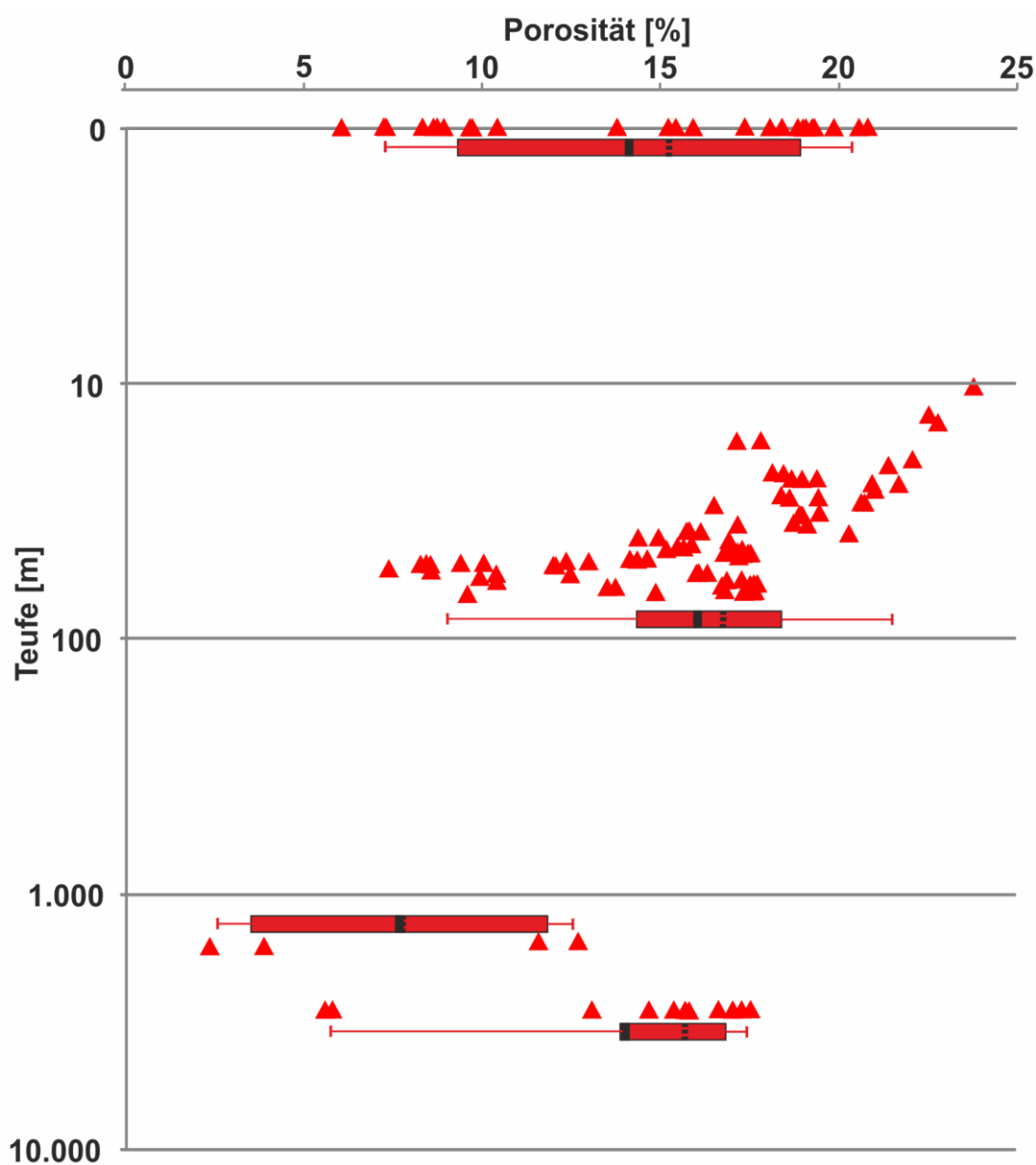


Abbildung 72: Porositäts-Teufen-Diagramm von äolischen Sandsteinen von Aufschlussproben sowie Bohrkernen einer flachen Bohrung im Saar-Nahe-Becken und tiefen Bohrungen aus dem Reservoir. Die Boxplots fassen Daten aus den Teufenbereichen 0 m, 10 bis 70 m, 1.500 m bis 1.600 m und 2.800 m bis 2.900 m zusammen. Im Reservoir wurden zusätzlich Kohlenwasserstoffdaten herangezogen.

Die Permeabilität äolischer Sandsteine ist in Teufen zwischen 2.800 m und 2.900 m mit $1 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ höher als an der Geländeoberkante mit $4 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ (Abbildung 73).

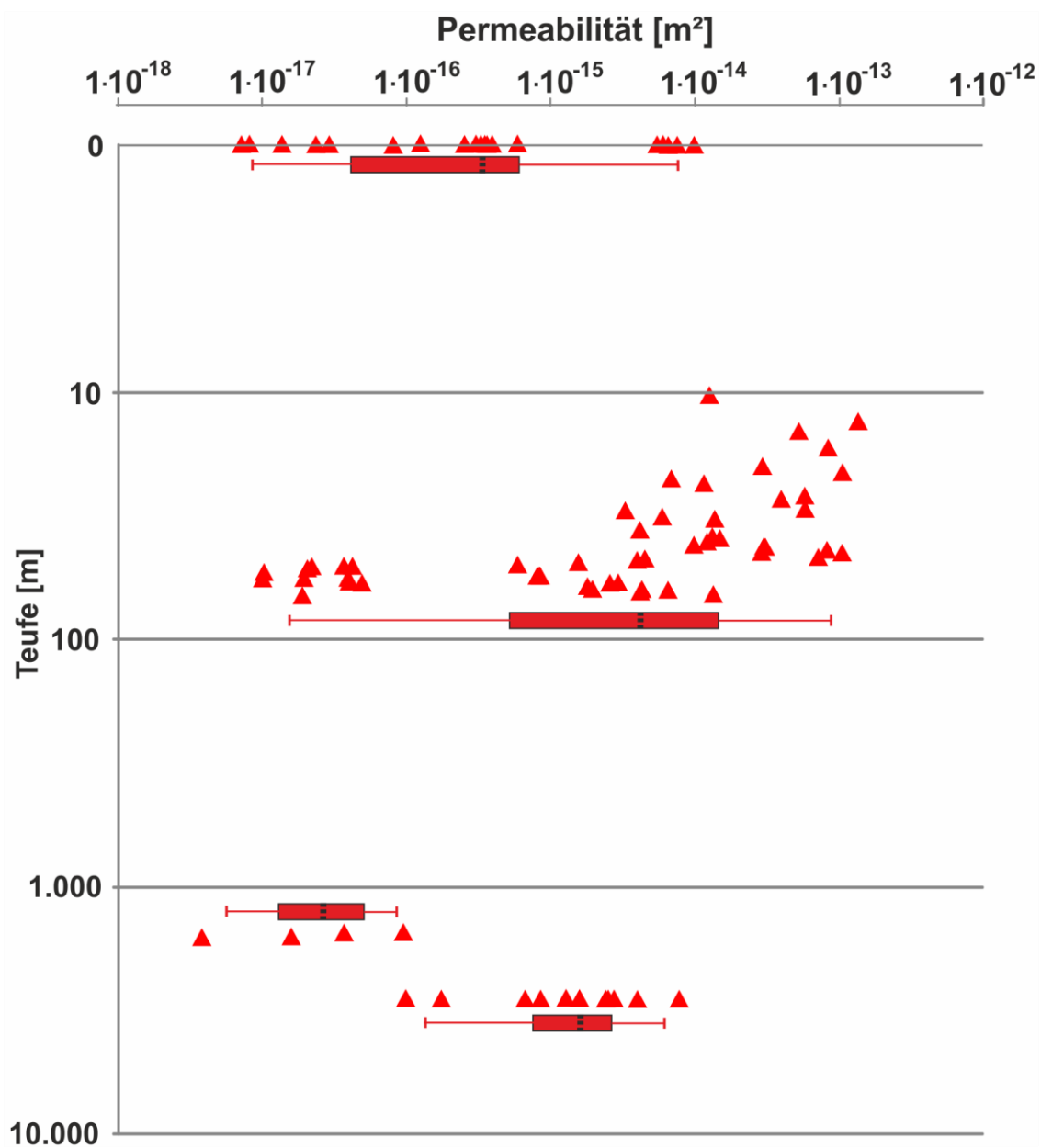


Abbildung 73: Permeabilitäts-Teufen-Diagramm von äolischen Sandsteinen von Aufschlussproben sowie einer flachen Bohrung aus dem Saar-Nahe-Becken und aus dem Reservoir. Die Boxplots fassen Daten aus den Teufenbereichen 0 m, 10 m bis 70 m, 1.500 m bis 1.600 m und 2.800 m bis 2.900 m zusammen. Im Reservoir wurden zusätzlich Kohlenwasserstoffdaten herangezogen.

4.3.4 Lakustrine und Playa-Sandsteine

Die Porositäten und Permeabilitäten von Playa-Sandsteinen nehmen von 15,1 % bzw. $1 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ an der Geländeoberkante auf 5 % bzw. $1 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$ in Teufen zwischen 200 m und 300 m ab (Abbildung 74, Abbildung 75). Lakustrine Sandsteine weisen an der Geländeoberkante bereits reduzierte Porositäten und Permeabilitäten von 3,8 % bzw. $1 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ auf.

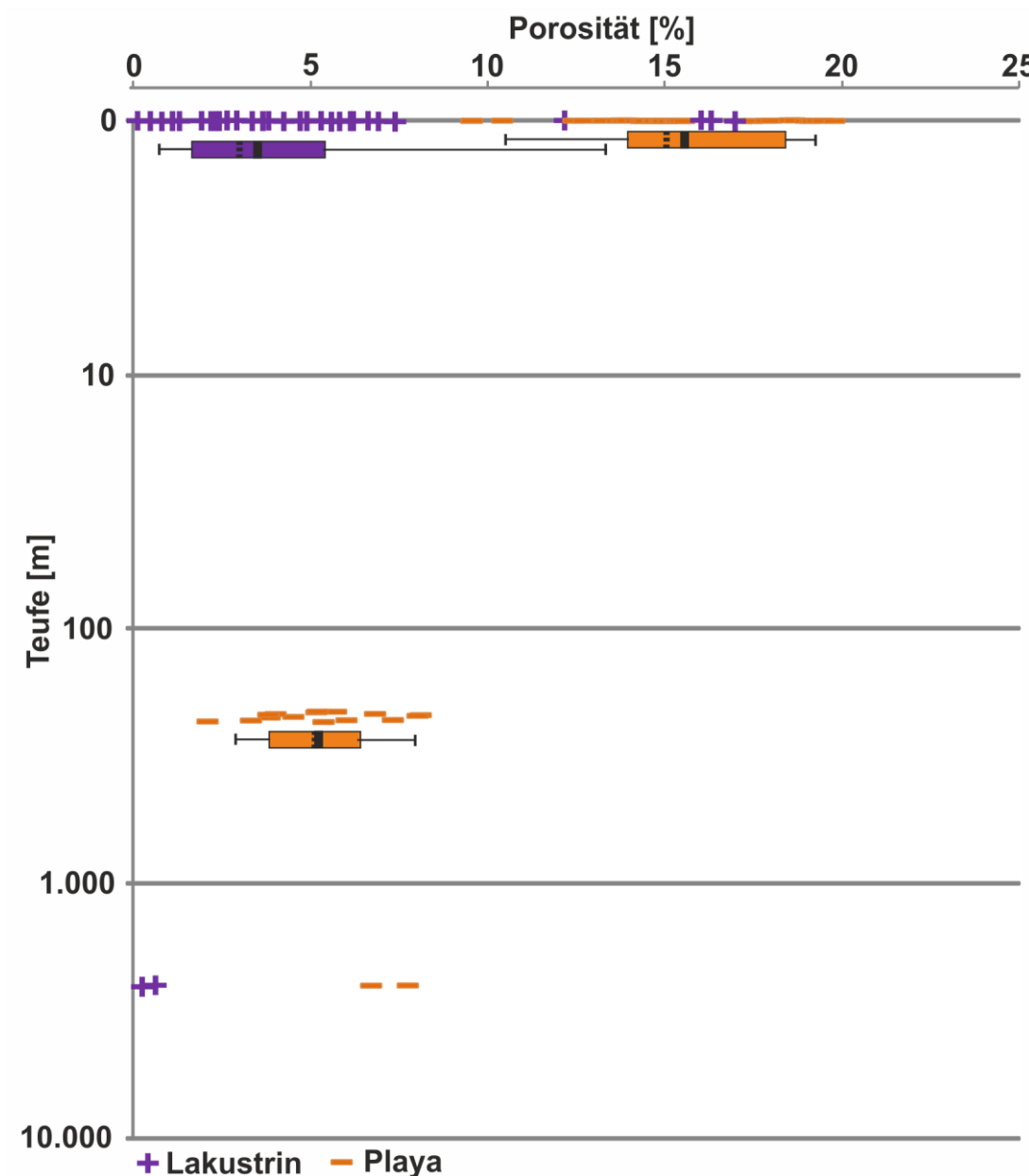


Abbildung 74: Porositäts-Teufen-Diagramm von lakustrinen Sandsteinen von Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken und Bohrkernproben von einer tiefen Bohrung aus dem Reservoir sowie von Playa-Sandsteinen von Aufschlussproben sowie flachen Bohrungen aus der Wetterau und einer tiefen Bohrung aus dem Reservoir. Die Boxplots fassen Daten aus den Tiefenbereichen 0 m und 200 m bis 300 m zusammen.

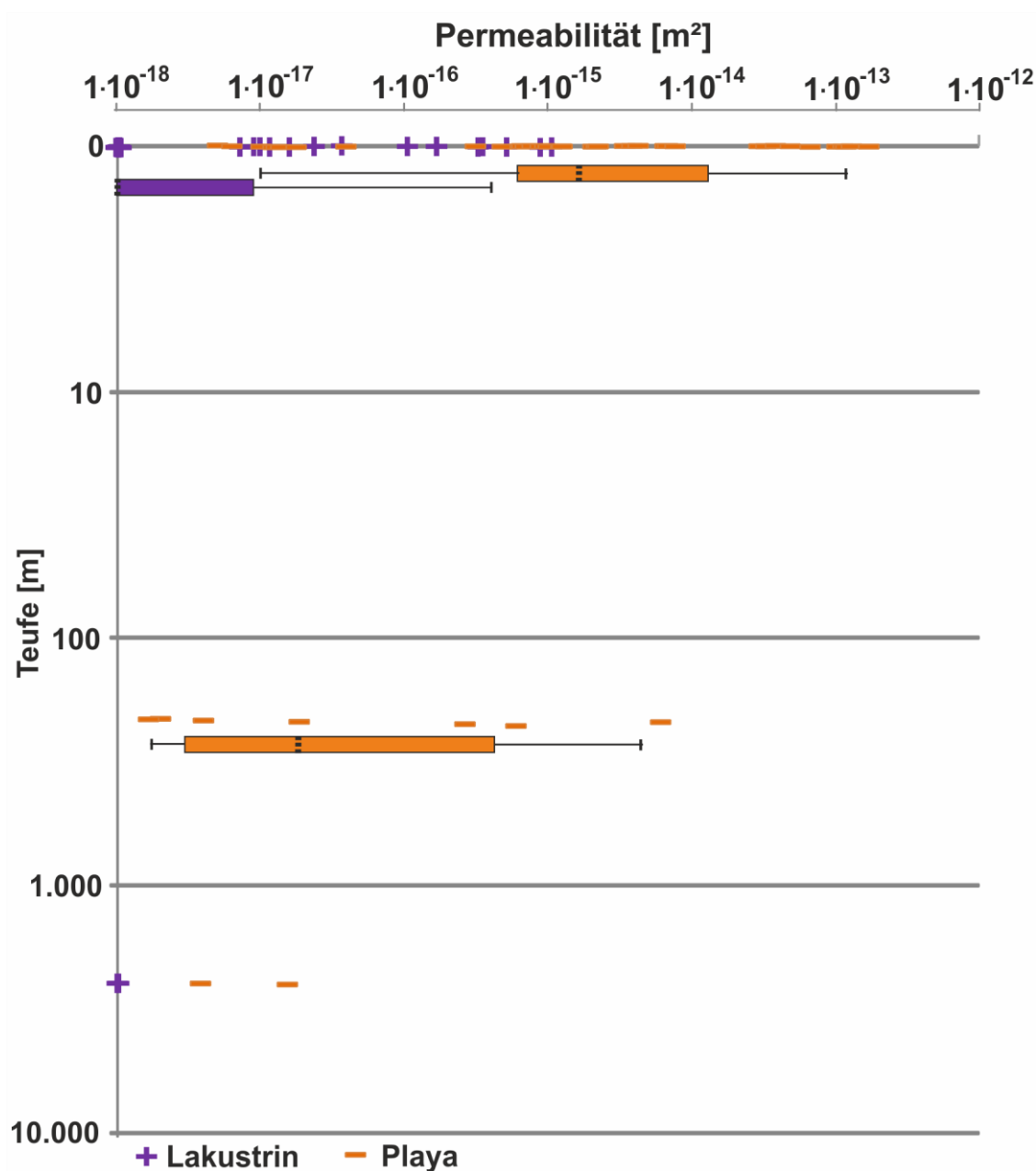


Abbildung 75: Permeabilitäts-Teufen-Diagramm von lakustrinen Sandsteinen von Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken und Bohrkernproben von einer tiefen Bohrung aus dem Reservoir sowie von Playa-Sandsteinen von Aufschlussproben sowie flachen Bohrungen aus der Wetterau und einer tiefen Bohrung aus dem Reservoir. Die Boxplots fassen Daten aus den Teufenbereichen 0 m und 200 m bis 300 m zusammen.

4.4 Diagenese

4.4.1 Klassifikation von Sandsteinen nach ihrer Zementationsart

Folgenden Zementationsarten wurden in den von Aufschlüssen und dem Reservoir genommenen Proben identifiziert:

- 1) Karbonatischer Zement ist porenfüllend und kommt als Karbonatkristalle mit hohen Interferenzfarben unter polarisiertem Licht (Abbildung 76 IIb) und Dolomitkristalle mit niedrigen Interferenzfarben vor. Beprobte Sandsteine mit kalzitischem Zement wurden als C-Typ-Sandsteine und mit dolomitischem Zement als D-Typ-Sandsteine klassifiziert.
- 2) Illitische Plättchen weisen eine Größe von weniger als 5 μm auf. Ihr Wachstum ist auf die Oberfläche von Körnern beschränkt (Abbildung 76 IIIa). Beprobte Sandsteine mit illitischen Plättchen an Kornoberflächen wurden als I-Typ-Sandsteine klassifiziert.
- 3) Hämatitischer Zement ist gekennzeichnet durch 5 μm bis 20 μm dicke Aggregate von opaken, roten und braunen Überzügen auf Kornoberflächen (Abbildung 76 Ia). Sandsteine mit hämatitischem Zement wurden als H-Typ-Sandsteine klassifiziert.
- 4) Porenfüllender illitischer Zement besteht aus Illitkristallen an Porenhälsen, die in den Porenraum wachsen und ihn komplett ausfüllen können (Abbildung 76 IVb). Sandsteine mit porenfüllendem illitischem Zement wurden als IL-Typ-Sandsteine klassifiziert.
- 5) Kaolinitischer Zement besteht aus wenigen μm kleinen Kaolinitkristallen im Porenraum (Abbildung 76 IVa). Sandsteine mit kaolinitischem Zement wurden als K-Typ-Sandsteine klassifiziert.
- 6) Bitumen-Zement ist porenfüllender schwarzer Zement (Abbildung 76 IVa). Sandsteine mit Bitumen-Zement wurden als B-Typ-Sandsteine klassifiziert.

In Aufschlüssen und im Reservoir beprobte Sandsteine weisen entweder hämatitischen Zement oder porenfüllenden illitischen Zement, kaolinitischen Zement oder Bitumenzement auf.

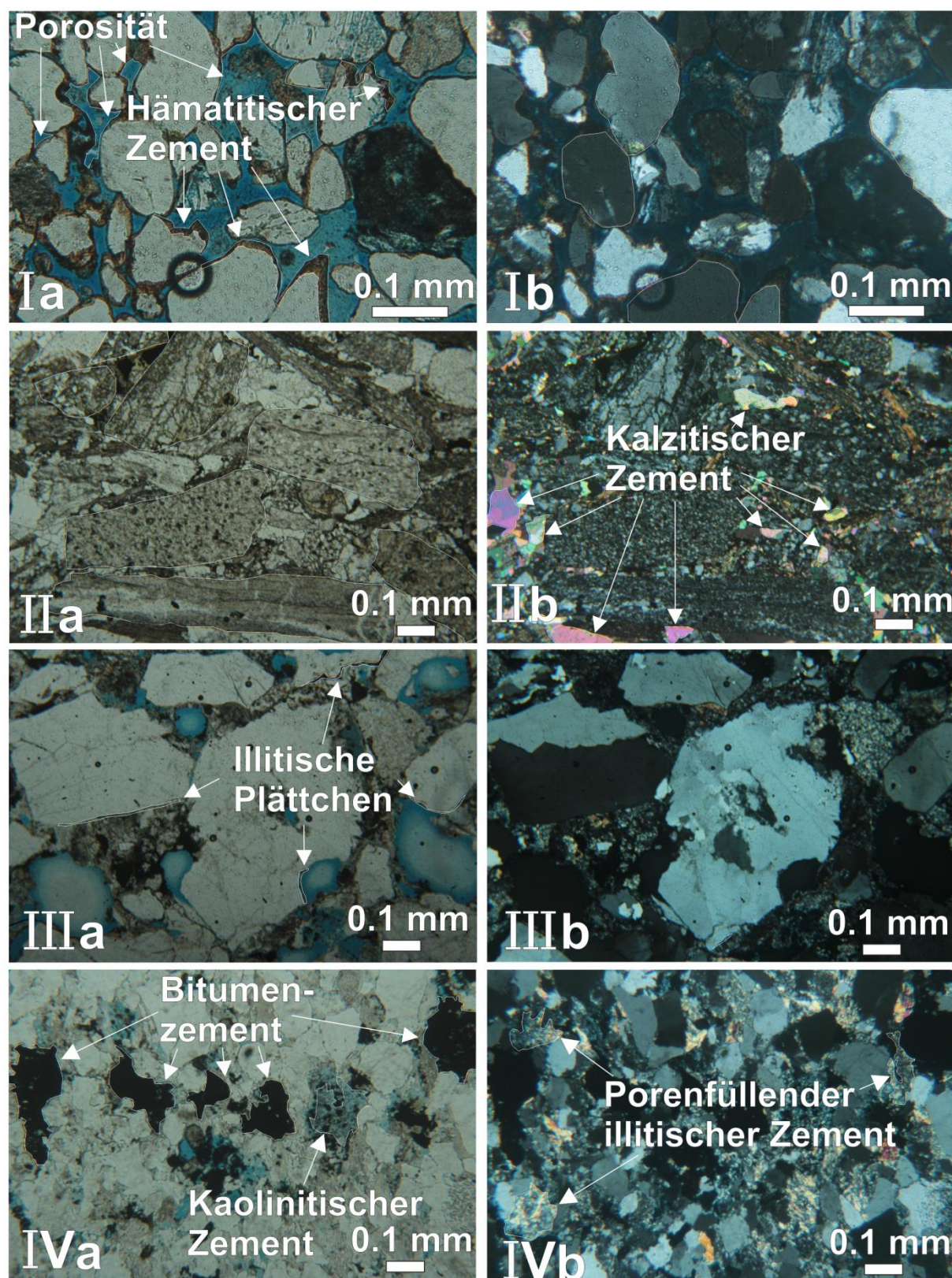


Abbildung 76: Verschiedene Zementationsarten in Dünnschliffen, aufgenommen unter a) normalem Auflicht und b) polarisiertem Licht

4.4.2 Einfluss der Zementationsart und des Ablagerungstyps auf die Porositäts-Permeabilitätsbeziehung

4.4.2.1 Aufschlussproben

Von im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau genommenen Aufschlussproben sowie von Bohrkernproben von in nordost- und osthessischen und in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle liegenden Bohrungen wurde die Porositäts-Permeabilitätsbeziehung nach der Zementationsart und dem Ablagerungstyp ausgewertet.

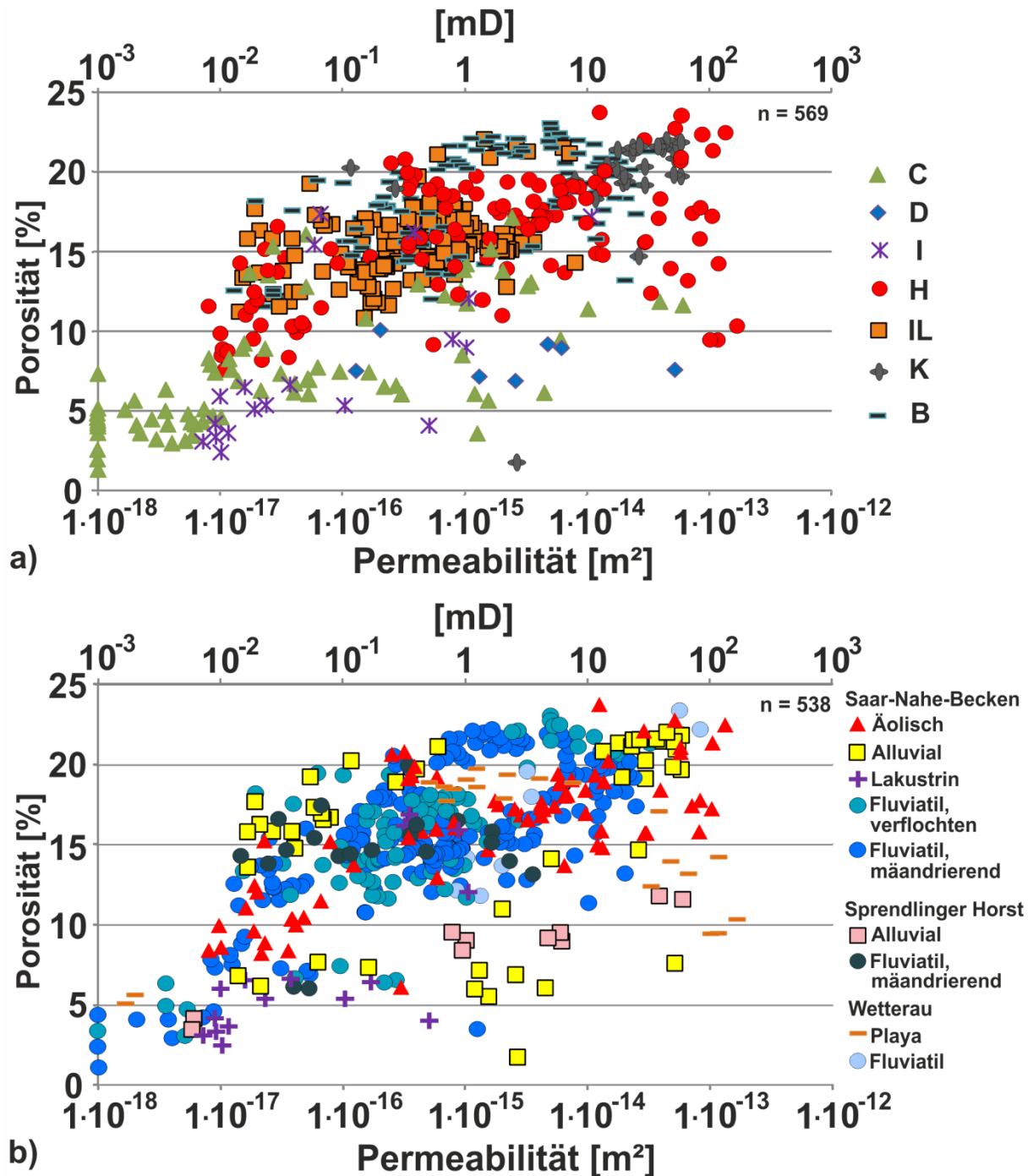


Abbildung 77: Porositäts-Permeabilitätsbeziehung von im Saar-Nahe-Becken, dem Sprendlinger Horst, der Wetterau genommenen Aufschlussproben sowie Bohrkernproben von in nordost- und osthessischen und in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle liegenden Bohrungen, gegliedert nach a) Zementationsart und b) Ablagerungstyp. C = C-Typ-Sandstein, D = D-Typ-Sandstein, I = I-Typ-Sandstein, H = H-Typ-Sandstein, IL = IL-Typ-Sandstein, K = K-Typ-Sandstein, B = B-Typ-Sandstein

Geringe Porositäten und Permeabilitäten weisen C-Typ-Sandsteine mit 7,0 % und $2,2 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$ und I-Typ-Sandsteine mit 8,4 % und $4,7 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$ auf (Abbildung 73a). D-Typ-Sandsteine weisen geringe Porositäten von 8,2 % und hohe Permeabilitäten von $2,6 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ auf. H-Typ-Sandsteine weisen einen linearen Zusammenhang von Porosität und Permeabilität (15,9 %; $1,8 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$) auf, der dem generellen Trend für vergleichbare Sandsteine nach Pape et al. (1999) folgt. Unter den H-Typ-Sandsteinen weisen äolische H-Typ-Sandsteine höhere Porositäten und Permeabilitäten auf als solche H-Typ-Sandsteine, die sich unter anderen Ablagerungsbedingungen gebildet wurden (Abbildung 73b). H-Typ-Sandsteine, die sich unter Playa-Bedingungen gebildet haben, weisen geringe Porositäten und hohe Permeabilitäten auf. Die Porositäten und Permeabilitäten von IL-Typ-Sandsteinen betragen 15,5 % und $4,9 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$, von B-Typ-Sandsteinen 18,5 % und $1,2 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ sowie von K-Typ-Sandsteinen 19,7 % und $2,5 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$. Alluviale K-Typ-Sandsteine weisen hohe Porositäten und Permeabilitäten auf.

4.4.2.2 Reservoirproben

Im Reservoir weisen geringe Porositäten und Permeabilitäten C-Typ-Sandsteine (4,6 %; $1,7 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$), D-Typ-Sandsteine (0,6 %; $1 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$), IC-Typ-Sandsteine (1,8 %; $1,4 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$), IL-Typ-Sandsteine (5,3 %; $1,5 \cdot 10^{-17} \text{ m}^2$) und B-Typ-Sandsteine (0,6 %; $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$) auf (Abbildung 78a). Nur H-Typ-Sandsteine (12,3 %; $2,5 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$) weisen erhöhte Porositäten und Permeabilitäten auf. Unter ihnen weisen äolische H-Typ-Sandsteine höhere Porositäten auf als alluviale H-Typ-Sandsteine (Abbildung 78b).

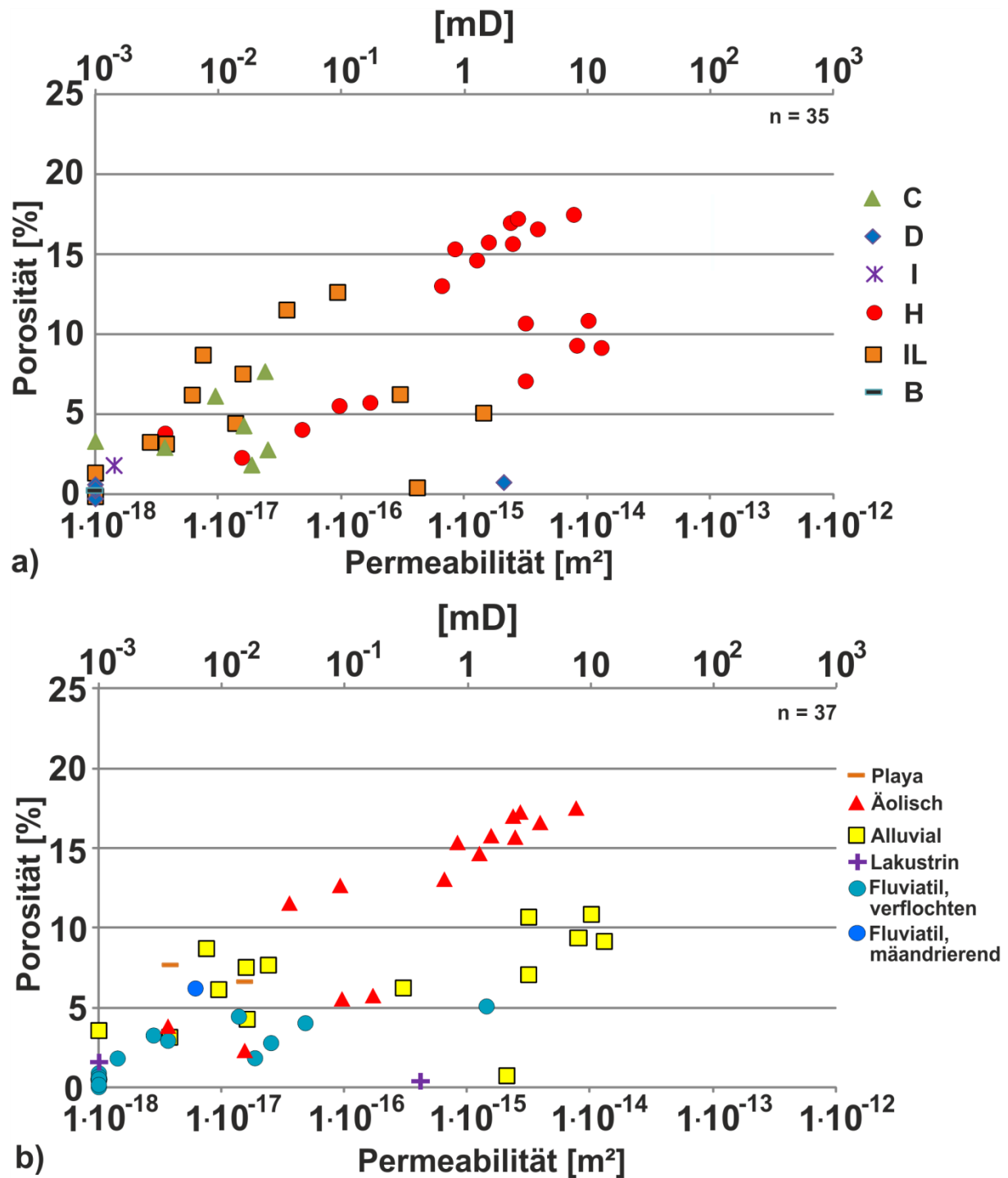


Abbildung 78: Porositäts-Permeabilitätsbeziehung von Reservoirproben gegliedert nach a) Zementationsart und b) Ablagerungstyp. C = C-Typ-Sandstein, D = D-Typ-Sandstein, I = I-Typ-Sandstein, H = H-Typ-Sandstein, IL = IL-Typ-Sandstein, K = K-Typ-Sandstein, B = B-Typ-Sandstein

4.4.3 Einfluss der Zementationsart und des Ablagerungstyps auf den Kompaktionsgrad

4.4.3.1 Aufschlussproben

Unter den Zementationsarten der Aufschlussproben aus dem Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau weisen K-Typ-Sandsteine mit 32,7 % das höchste Intergranularvolumen (IGV) vor H-Typ-Sandsteinen mit 31,5 % und C-Typ-Sandsteinen mit 27,1 % auf. Das niedrigste IGV haben D-Typ-Sandsteine mit 22,0 % und I-Typ-Sandsteine mit 24,1 % (Tabelle 4). Die höchsten intergranularen Porositäten weisen K-Typ-Sandsteine mit 15,6 % und H-Typ-Sandsteine mit 12,2 % auf, die niedrigsten intergranularen Porositäten C-Typ-Sandsteine mit 2,7 %, I-Typ-Sandsteine mit 3,9 % und D-Typ-Sandsteine mit 4,1 %. Die höchsten Zementgehalte haben mit 25,1 % die C-Typ-Sandsteine und die niedrigsten mit 14,1 % die B-Typ-Sandsteine (Abbildung 79a).

Unter den Ablagerungstypen im Saar-Nahe-Becken weisen äolische Sandsteine mit 31,2 % das höchste IGV und mit 11,8 % die höchste intergranulare Porosität auf. Den höchsten Zementgehalt weisen mit 21,2 % die lakustrinen Sandsteine auf (Abbildung 79b). Diese zeichnen sich durch die niedrigsten intergranularen Porositäten von 1,6 % und das niedrigste IGV von 22,8 % aus. Während alluviale Sandsteine einen Zementationsgehalt von 13,9 % und intergranulare Porosität von 9,7 % (IGV = 23,4 %) aufweisen, haben mäandrisch abgelagerte fluviatile Sandsteine einen Zementationsgehalt von 16,8 % und intergranulare Porosität von 9,5 % (IGV = 26,3 %) und verflochten abgelagerte fluviatile Sandsteine einen Zementgehalt von 18,9 % und intergranulare Porosität von 5,9 % (IGV = 24,8 %). Unter den Ablagerungstypen im Sprendlinger Horst weisen die mäandrisch abgelagerten fluviatilen Sandsteine ein IGV von 36,7 % und alluviale Sandsteine ein IGV von 23,0 % auf. Die intergranulare Porosität der fluviatilen Sandsteine ist mit 13,7 % höher als die der alluvialen Sandsteine mit 2,3 %. Unter den Ablagerungstypen in der Wetterau haben die unter Playa-Bedingungen abgelagerten Sandsteine ein IGV von 34,2 % und die fluviatilen Sandsteine ein IGV von 25,5 %. Der Zementgehalt der Playa-Sandsteine ist mit 29,4 % höher als der der fluviatilen Sandsteine mit 15,4 %.

Äolische H-Typ-Sandsteine weisen ausschließlich ein IGV von jeweils über 26 % auf (Abbildung 79a,b). Ebenfalls Playa-H-Typ-Sandsteine von der Wetterau und fluviatile Sandsteine aus dem Sprendlinger Horst weisen jeweils ein IGV von über 26 % auf. Das IGV und die intergranulare Porosität von alluvialen Sandsteinen vom Sprendlinger Horst sind reduziert. Im Saar-Nahe-Becken liegt das IGV von alluvialen Sandsteinen, die nicht den K-Typ aufweisen, unterhalb der 26 %-Grenze.

Tabelle 4: Prozentuale Anteile des Zements, der intergranularen Porosität und des Intergranularvolumens von aus Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken, dem Sprendlinger Horst, der Wetterau und dem Reservoir genommenen Proben, gegliedert nach Ablagerungstyp und Zementationsart

Gebiet	Ablagerungstyp	Zement [%]		Porosität [%]		IGV [%]		n
		Mit.	Stabw.	Mit.	Stabw.	Mit.	Stabw.	
Saar-Nahe-Becken	Äolisch	19,5	7,8	11,8	5,7	31,3	6,6	16
	Alluvial	13,9	4,4	9,7	6,9	23,4	9,9	11
	Fluviatil, verflochten	18,9	6,7	5,9	3,2	24,8	5,1	16
	Fluviatil, mäandrier.	16,8	7,1	9,5	5,3	26,3	4,5	28
	Lakustrin	21,2	7,3	1,6	2,4	22,8	4,9	3
Sprendlinger Horst	Fluviatil, mäandrier.	23,0	13,3	13,7	9	36,7	8,9	4
	Alluvial	20,7	11,1	2,3	2,7	23,0	9,4	4
Wetterau	Playa	29,5	10,4	4,7	4,2	34,2	6,4	3
	Fluviatil, mäandrier.	25,0	6,2	10,7	0,5	35,7	1,7	4
Reservoir	Äolisch	17,7	14,5	15,2	12,3	32,9	4,1	7
	Alluvial	18,1	8,7	4,5	7,1	22,6	8	13
	Fluviatil, verflochten	24,3	8,6	0,3	0,3	24,6	8,6	12
	Fluviatil, mäandrier.	17,4	6,7	0	0	17,4	6,7	3
	Lakustrin	13,9	3,8	0	0	13,9	3,8	2

Gebiet	Zementationsart	Zement [%]		Porosität [%]		IGV [%]		n
		Mit.	Stabw.	Mit.	Stabw.	Mit.	Stabw.	
Saar-Nahe-Becken	C-Typ	23,9	8,3	1,8	2,4	25,7	8,6	11
	D-Typ	16,7	0	3,4	0	20,1	0	1
	I-Typ	25,3	1,4	0,3	0,4	25,6	1,1	2
	H-Typ	19,1	8,4	12,2	4,9	31,3	6,9	17
	IL-Typ	15,8	3,4	7,3	2,8	23,1	3,4	22
	K-Typ	16,8	1,6	16	4,9	32,7	6,4	4
	B-Typ	14,1	6,1	12,1	4,2	26,2	4,9	18
Sprendlinger Horst	C-Typ	27,9	16,9	1,7	2,5	29,6	14,5	3
	D-Typ	19,2	0	4,8	0	24,0	0	1
	I-Typ	15,1	6	7,6	10,7	22,7	4,7	2
	H-Typ	20,7	9,8	19,5	0,6	40,2	9,2	2
Wetterau	C-Typ	27,1	20,2	3,9	5,5	31	14,8	2
	H-Typ	19,1	4,2	9,4	3,8	28,5	2,6	5
Reservoir	C-Typ	23,8	9	0,4	0,3	24,2	9	7
	D-Typ	28	12,5	0,5	0,6	28,5	12,3	3
	I-Typ	19	0	0,5	0	19,5	0	1
	H-Typ	14,3	10,3	14,1	10,8	28,4	5	11
	IL-Typ	20,9	8,4	0,8	1,8	21,7	9,5	12
	B-Typ	11,3	0	0	0	11,3	0	1

4.4.3.2 Reservoirproben

Unter den Zementationsarten im Reservoir weisen mit jeweils 28,4 % die H-Typ-Sandsteine und D-Typ-Sandsteine das höchste IGV auf (Abbildung 79c). Die B-Typ-Sandsteine weisen mit 11,3 % das geringste IGV auf. Während die H-Typ-Sandsteine intergranuläre Porositäten

von 14,1 % aufweisen, liegt diese von allen anderen Zementationsarten bei unter 1 %. Die C-Typ-Sandsteine (IGV = 24,2 %) weisen einen Zementgehalt von 23,8 %, D-Typ-Sandsteine von 28,0 %, I-Typ-Sandsteine (IGV = 19,5 %) von 18,9 %, IL-Typ-Sandsteine (IGV = 21,7 %) von 20,9 % und B-Typ-Sandsteine von 11,2 % auf.

Unter den Ablagerungstypen der Reservoirproben haben die äolischen Sandsteine mit 32,9 % das höchste IGV und mit 15,2 % die höchste intergranulare Porosität (Abbildung 79d). Unter den H-Typ-Sandsteinen weisen äolische H-Typ-Sandsteine höhere intergranulare Porositäten als alluviale H-Typ-Sandsteine auf. Lakustrine Sandsteine mit 13,9 % und mäandrisch abgelagerte fluviatile Sandsteine mit 17,4 % weisen das niedrigste IGV auf, das jeweils ausschließlich aus Zement besteht. Alluviale Sandsteine weisen einen Zementgehalt von 18,1 % und intergranulare Porosität von 4,5 % (IGV = 22,6 %) auf und verflochten abgelagerte fluviatile Sandsteine ein Zementgehalt von 24,3 % und intergranulare Porosität von 0,3 % (IGV = 24,6 %).

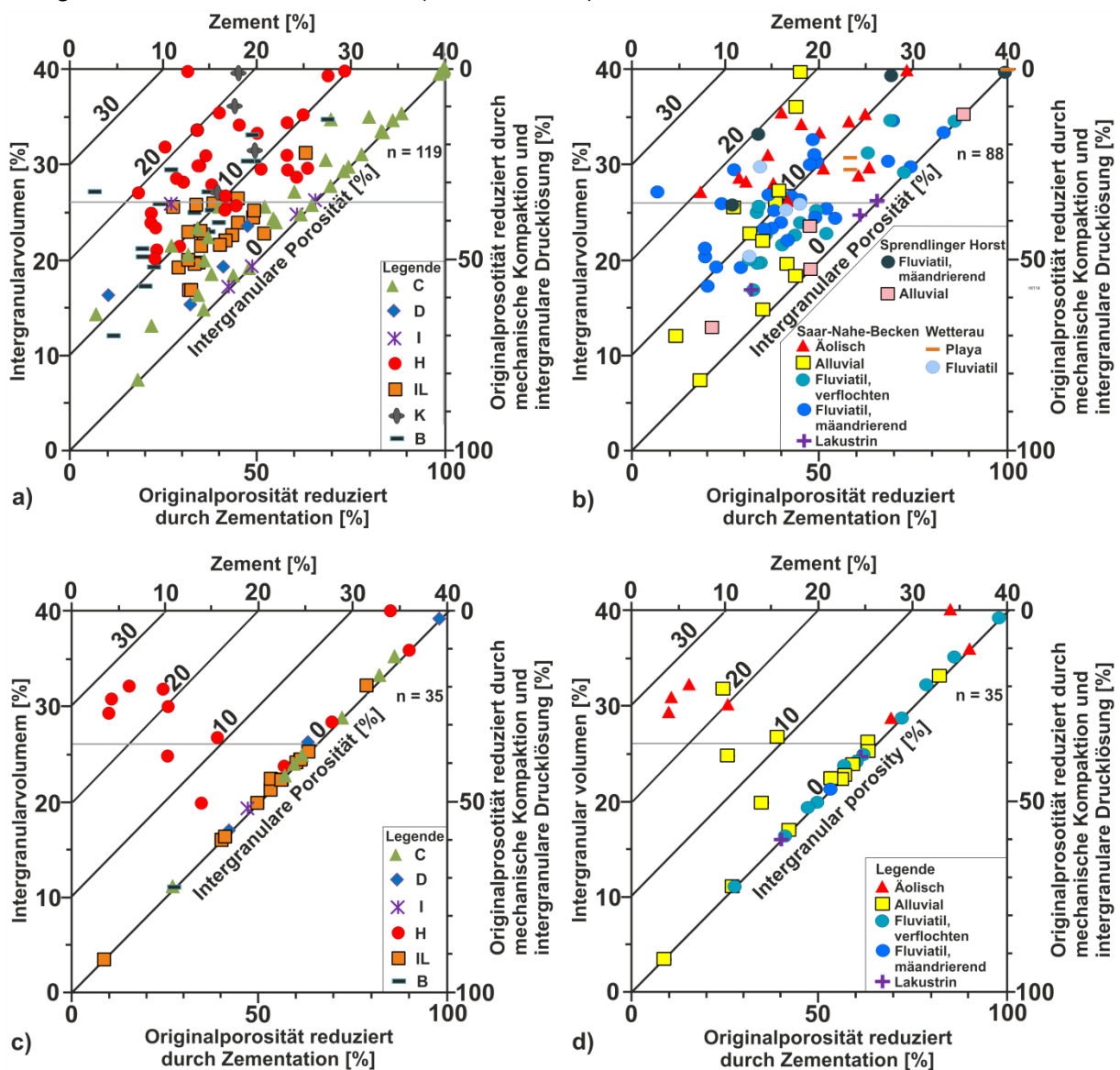


Abbildung 79: Kompaktionsdiagramm der a) Zementationsarten der Aufschlussproben, b) Ablagerungstypen der Aufschlussproben im Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau, c) Zementationsarten der Reservoirproben und d) Ablagerungstypen der Reservoirproben, nach Houseknecht (1988). C = C-Typ-Sandstein, D = D-Typ-Sandstein, I = I-Typ-Sandstein, H = H-Typ-Sandstein, IL = IL-Typ-Sandstein, K = K-Typ-Sandstein, B = B-Typ-Sandstein

4.4.4 Einfluss der Zementationsart und des Ablagerungstyps auf den Illitgehalt im Porenraum

4.4.4.1 Aufschlussproben

Unter den Zementationsarten der Aufschlussproben nimmt der Illitgehalt von IL-Typ-Sandsteinen mit steigendem Feldspatgehalt am meisten zu (Abbildung 80a). B-Typ-Sandsteine haben die höchste Illitgehalte von bis zu 30 % bei Feldspatgehalten zwischen 10 und 25 %. H-Typ-Sandsteine weisen Illitgehalte von unter 20 % auf. C- und D-Typ-Sandsteine weisen auch bei hohen Feldspatgehalten von bis zu 38 % geringe Illitgehalte auf. Unter den Ablagerungstypen der Aufschlussproben im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und der Wetterau nimmt der Illitgehalt im Porenraum in fluviatilen Sandsteinen mit steigendem Feldspatgehalt der Kornfraktion von unter 10 % auf über 50 % zu (Abbildung 80b). In äolischen Sandsteinen liegt der Illitgehalt bei Feldspatgehalten zwischen 4 % und 20 % stets unter 10 %, in Playa-Sandsteinen bei Feldspatgehalten von über 32 % unter 2 %.

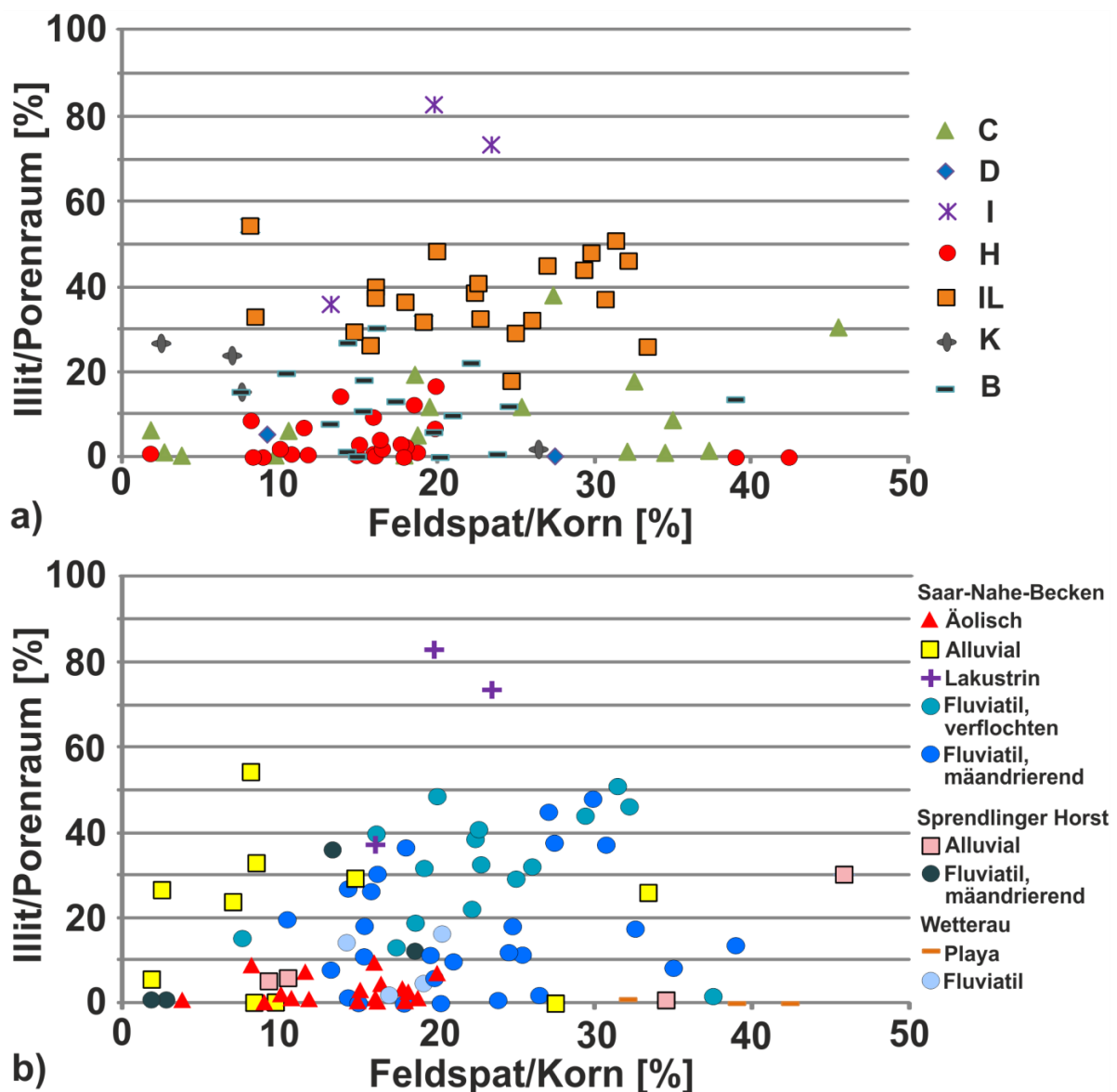


Abbildung 80: Feldspat-Illit-Diagramm von Aufschlussproben aus dem Saar-Nahe-Becken, Sprendlinger Horst und der Wetterau gegliedert nach a) Zementationsart und b) Ablagerungstyp. C = C-Typ-Sandstein, D = D-Typ-Sandstein, I = I-Typ-Sandstein, H = H-Typ-Sandstein, IL = IL-Typ-Sandstein, K = K-Typ-Sandstein, B = B-Typ-Sandstein

Während äolische, alluviale und Playa-H-Typ-Sandsteine Illitgehalte von unter 9 % aufweisen, liegt der Illitgehalt von fluviatilen H-Typ-Sandsteinen von der Wetterau bei 10 bis 20 % (Abbildung 80a, b).

4.4.4.2 Reservoirproben

Unter den Zementationsarten im Reservoir weisen IL-Typ-Sandsteine Illitgehalte von bis zu 79 % auf (Abbildung 81a). C- und D-Typ-Sandsteine weisen geringe Illitgehalte von weniger als 10 % auf, obwohl der Feldspatgehalt der Kornfraktion bei 40 % liegt und teilweise 60 % überschreitet. Unter den Ablagerungstypen der Reservoirproben ist der Illitgehalt im Porenraum in fluviatilen, alluvialen und lakustrinen Sandsteinen bei Feldspatgehalten der Kornfraktion zwischen 10 und 40 % mit bis zu 78 % am höchsten (Abbildung 81b). Bei höheren Feldspatgehalten nimmt der Illitgehalt nur in C- und D-Typ-Sandsteinen auf unter 10 % ab. Äolische H-Typ-Sandsteine weisen Illitgehalte von unter 9 % auf, und fluviatile Sandsteine, die nicht den D- oder C-Typ haben, von 32 bis 72 % (Abbildung 81a,b).

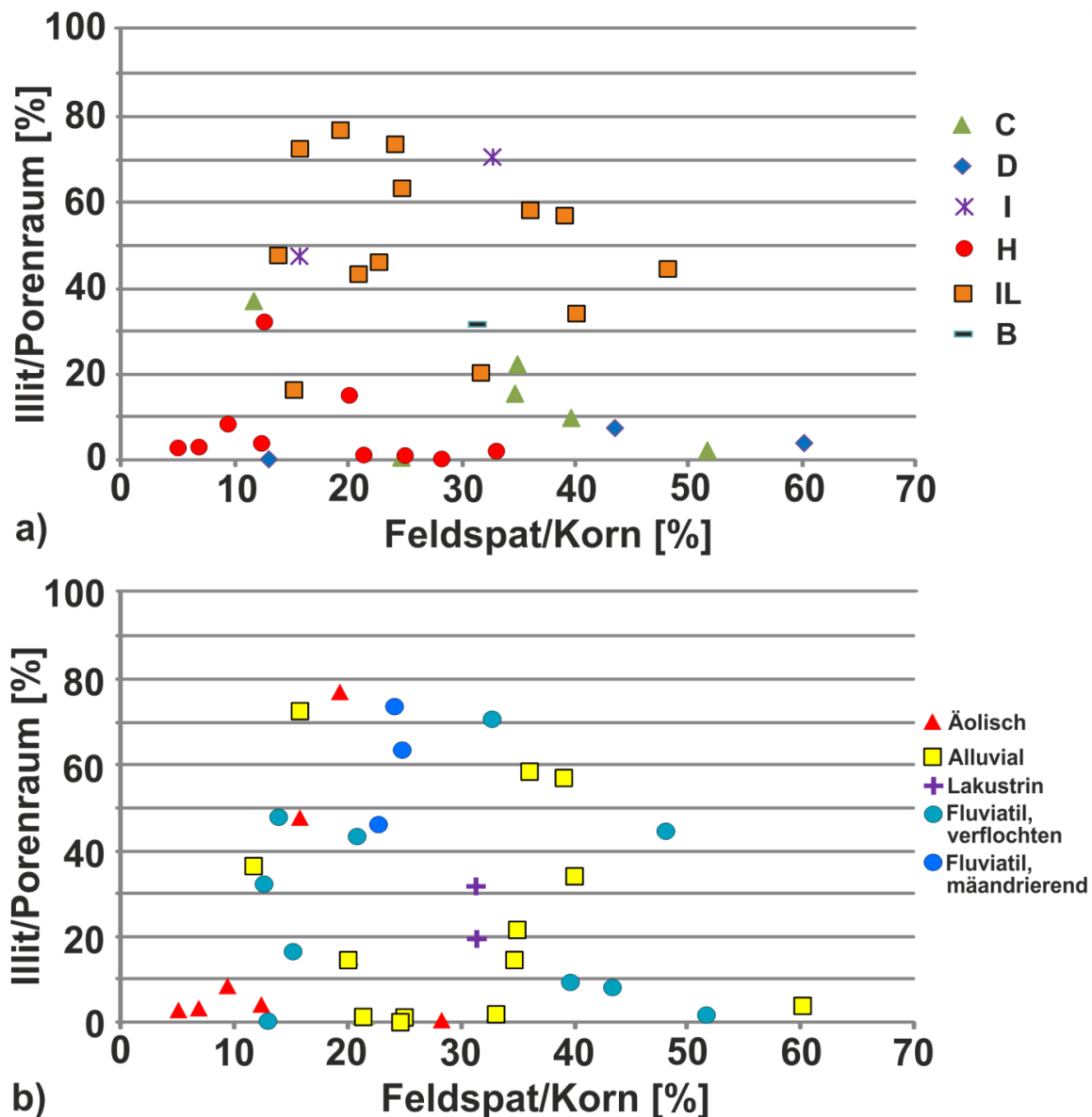
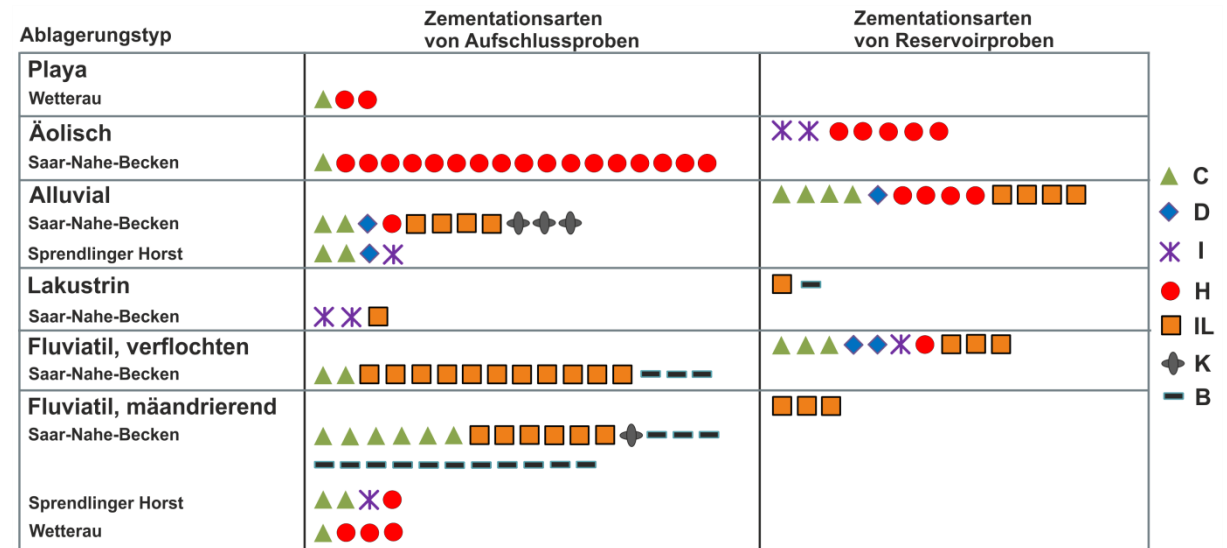


Abbildung 81: Feldspat-Illit-Verhältnis von Reservoirproben gegliedert nach a) Zementationsart und b) Ablagerungstyp. C = C-Typ-Sandstein, D = D-Typ-Sandstein, I = I-Typ-Sandstein, H = H-Typ-Sandstein, IL = IL-Typ-Sandstein, K = K-Typ-Sandstein, B = B-Typ-Sandstein



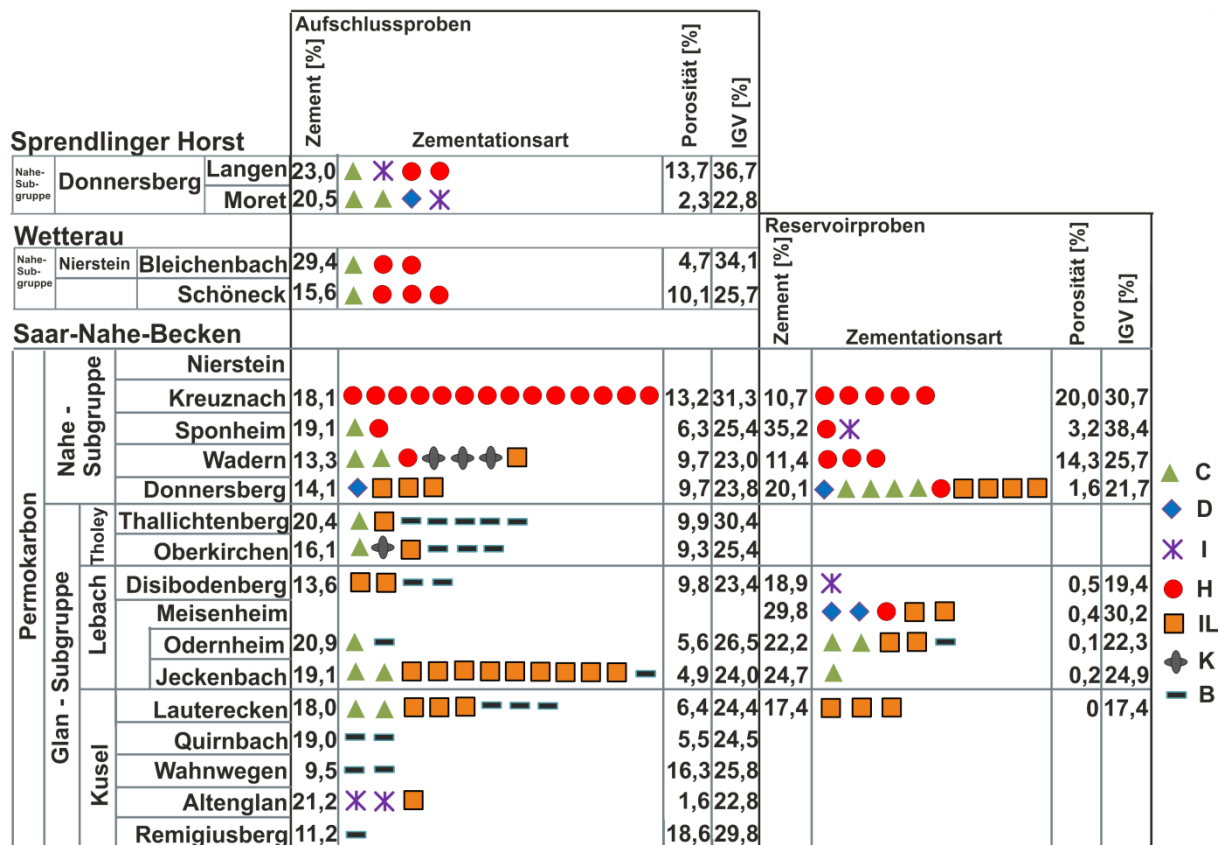


Abbildung 83: Zementationsarten, Zementgehalt, intergranuläre Porosität und Intergranularvolumen von in Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken, im Spredlinger Horst und in der Wetterau sowie im Reservoir beprobten stratigraphischen Einheiten. C = C-Typ-Sandstein, D = D-Typ-Sandstein, I = I-Typ-Sandstein, H = H-Typ-Sandstein, IL = IL-Typ-Sandstein, K = K-Typ-Sandstein, B = B-Typ-Sandstein. IGV = Intergranularvolumen

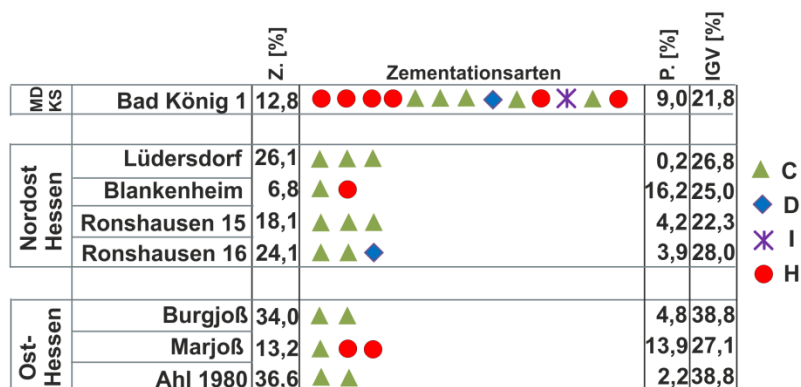


Abbildung 84: Zementationsarten, Zementgehalt, intergranuläre Porosität und Intergranularvolumen von Bohrkernproben aus in der Mittdeutschen Kristallinschwelle, in Nordost-Hessen und in Ost-Hessen abgeteufte Bohrungen. C = C-Typ-Sandstein, D = D-Typ-Sandstein, I = I-Typ-Sandstein, H = H-Typ-Sandstein, Z = Zement, P = Porosität, IGV = Intergranularvolumen

4.5 Provenanzanalyse

4.5.1 Definition von Liefergesteinskombinationen von Aufschluss- und Reservoirproben

Prozentuale Gehalte von Mineralen innerhalb der Kornfraktion von Sandsteinen des Permokarbons sind wichtige Indikatoren für Liefergesteine, aus deren Detritus sie gebildet wurden (Tabelle 5). Während monokristalliner Quarz, Kalifeldspat und Glimmer auf ein granitoides Liefergestein hinweisen (Pettijohn et al., 1987, Füchtbauer, 1988), lassen polykristalliner Quarz und Gesteinsfragmente Rückschlüsse auf ein schieferiges Liefergestein zu. Ein hohes Plagioklas-Kalifeldspat-Verhältnis war ein Indikator für ein basaltisches oder granulitisches Liefergestein. Plagioklas kristallisiert in basaltischen Laven und unter Hochdruck-Bedingungen während der Metamorphose aus, wie zum Beispiel in Granuliten. Hohe Muskovitgehalte können einem phyllitischen Liefergestein zugeordnet werden. Den meisten Proben wurde mehr als ein Liefergestein zugeordnet.

Die Aufschlussproben lassen sich in 7 Liefergesteinskombinationen gliedern:










- 1) Granit
- 2) Schiefer
- 3) Granit und Schiefer
- 4) Granit und Basalt
- 5) Schiefer und Basalt
- 6) Granit, Schiefer und Basalt.
- 7) Granit, Schiefer, glimmerlos

Von den 95 Aufschlussproben wurden 27 der Liefergesteinskombination „Granit und Schiefer“ sowie 23 der Kombination „Granit, Schiefer, glimmerlos“ zugeordnet. Die Kombination „Granit, Schiefer, glimmerlos“ weist im Vergleich zur Kombination „Granit und Schiefer“ einen höheren Quarzgehalt mit 65,0 % zu 57,3 %, geringeren Feldspatgehalt mit 18,1 % zu 19,7 % und geringeren Glimmergehalt mit 0,3 % zu 5,0 % auf (Tabelle 5). Die höchsten Glimmergehalte weisen granitoide Liefergesteine mit 8,4 % und die höchsten Feldspatgehalte die Kombination „Granit und Basalt“ mit 41,6 % auf. 15,7 % der Aufschlussproben wurde eine Liefergesteinskombination zugewiesen, die Basalt enthielt.

Die Reservoirproben lassen sich denselben Liefergesteinskombinationen zuordnen wie die Aufschlussproben. Zusätzlich wurden zwei weitere Liefergesteinskombinationen identifiziert:

- 8) Granit, Basalt, glimmerlos
- 9) Phyllit und Basalt.

Tabelle 5: Prozentuale Gehalte innerhalb der Kornfraktion (K_t) von Gesamtquarz (Q_t), monokristallinem Quarz (Q_m), polykristallinem Quarz (Q_p), Feldspat (F), metamorphen Gesteinsfragmenten (L_m), sedimentären Gesteinsfragmenten (L_s) und Glimmer (Gl) sowie dem Verhältnis von Plagioklas zu Kalifeldspat (Pl/Kf) verschiedener Liefergesteinskombinationen von Aufschluss- und Reservoirproben

Liefergestein(e)			Q_t/K_t		Q_m/K_t		Q_p/K_t		F/K_t		Pl/Kf		L_m/K_t		L_s/K_t		Gl/K_t		n
			\bar{x} [%]	σ [%]	\bar{x} [%]	σ [%]	\bar{x} [%]	σ [%]	\bar{x} [%]	σ [%]	\bar{x} [-]	σ	\bar{x} [%]	σ [%]	\bar{x} [%]	σ [%]	\bar{x} [%]	σ [%]	
Granit		Aufschluss	56,6	8,8	48,7	6,9	7,9	4,9	27,3	9,2	1,0	0,7	4,1	2,6	6,8	2,5	8,4	5,6	22
		Reservoir	61,2	19,7	47,9	21,1	13,3	1,2	26,9	10,9	1,8	0,2	1,2	0,0	3,9	2,5	3,1	2,6	2
Schiefer		Aufschluss	39,8	28,8	19,7	11,8	19,9	19,2	6,1	3,6	0,5	0,6	19,2	24,5	28,2	22,0	0,1	1,5	9
		Reservoir	18,8		16,4		2,6		11,6		0,7		0		61,1		1,0		1
Granit, Schiefer		Aufschluss	57,3	10,0	38,9	6,4	18,4	8,2	19,7	7,8	0,9	0,6	5,5	3,8	12,1	7,5	5,0	3,7	27
		Reservoir	50,3	17,6	35,3	12,8	15,0	7,3	25,5	10,2	2,1	0,6	1,8	2,3	15,9	6,2	4,2	2,5	3
Granit, Schiefer, glimmerlos		Aufschluss	65,0	11,2	43,5	9,0	21,5	9,6	18,1	7,8	0,9	0,8	4,7	4,6	10,6	9,2	0,3	0,3	23
		Reservoir	70,9	10,4	39,9	17,8	31,0	14,0	13,4	8,6	1,5	1,8	3,1	1,6	11,6	3,4	0,4	0,4	8
Granit, Basalt		Aufschluss	42,7	8,1	35,7	9,2	7,0	1,1	41,6	5,9	5,4	0,5	2,7	3,8	7,0	7,5	3,2	1,1	2
		Reservoir	37,2	10,7	29,1	11,1	8,1	3,2	41,2	9,6	5,7	2,5	2,0	1,3	5,8	2,5	3,6	3,3	5
Schiefer, Basalt		Aufschluss	42,9	36,1	20,2	7,0	22,7	29,2	15,0	5,0	4,8	2,2	23,2	32,2	15,1	6,5	0,3	0,3	2
		Reservoir	29,8	8,5	13,5	4,0	16,3	6,6	25,6	8,9	4,2	1,3	0,5	0,4	35,5	16,8	1,2	1,2	6
Granit, Schiefer, Basalt		Aufschluss	52,7	17,6	35,3	11,9	17,4	13,9	26,3	11,5	5,7	2,9	4,1	2,4	16,5	12,3	2,8	2,4	4
		Reservoir	36,2	9,1	21,2	2,4	15,0	7,1	29,5	11,3	5,0	1,6	1,5	1,1	16,0	4,1	5,6	4,5	7
Granit, Basalt, glimmerlos		Reservoir	27,3	4,1	21,1	2,2	6,2	1,8	51,7	11,8	4,8	1,5	2,0	1,0	6,5	2,6	0,2	0,2	2
Phyllit, Basalt		Reservoir	0,5	0,2	0,5	0,2	0,0	0,0	26,0	7,5	12,1	8,6	0,2	0,2	8,8	0,5	64,5	7,4	2

Die höchsten Quarzgehalte weist wie bei den Aufschlussproben die Kombination „Granit, Schiefer, glimmerlos“ mit 70,9 % auf, die höchsten Feldspatgehalte die Kombination „Granit, Basalt, glimmerlos“ mit 51,7 %, die höchsten sedimentären Gesteinsfragmentanteile mit 35,5 % die Kombination „Schiefer und Basalt“ und die höchsten Glimmergehalte die Kombination „Phyllit und Basalt“ mit 64,5 % (Tabelle 5). Die höchsten Plagioklas-Kalifeldspat-Verhältnisse weisen die Kombination „Phyllit und Basalt“ mit 12,1 und die Kombination „Granit und Basalt“ mit 5,7 auf. Mit 60 % ist der Anteil der Reservoirproben, denen eine Liefergesteinskombination mit Basalt zugeordnet wurde, fast viermal so groß wie der der Aufschlussproben.

4.5.2 Thermophysikalische Kennwerte von Liefergesteinskombinationen

4.5.2.1 Aufschlussproben und Reservoirproben

Die Liefergesteinskombination „Granit, Schiefer, glimmerlos“ weist die höchsten Porositäten und Permeabilitäten sowohl unter den Aufschlussproben mit 17,8 % und $1,7 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$ (Abbildung 85) als auch unter den Reservoirproben mit 13,7 % und $1,5 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ (Abbildung 86) auf. Unter den Aufschlussproben weist die Kombination Schiefer mit $1,0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ die zweithöchsten Permeabilitäten und mit 12,3 % die sechsthöchsten Porositäten auf. Unter den Reservoirproben weisen die Kombinationen „Granit, Basalt, glimmerlos“ und „Basalt, Schiefer“ mit $2,0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ und $1,8 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$ die nächst höchsten Permeabilitäten und mit 0,9 % und 5,2 % relativ niedrige Porositäten auf. Die niedrigsten Porositäten und Permeabilitäten weist die Kombination Phyllit und Basalt mit 0,3 % und $1,0 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ auf.

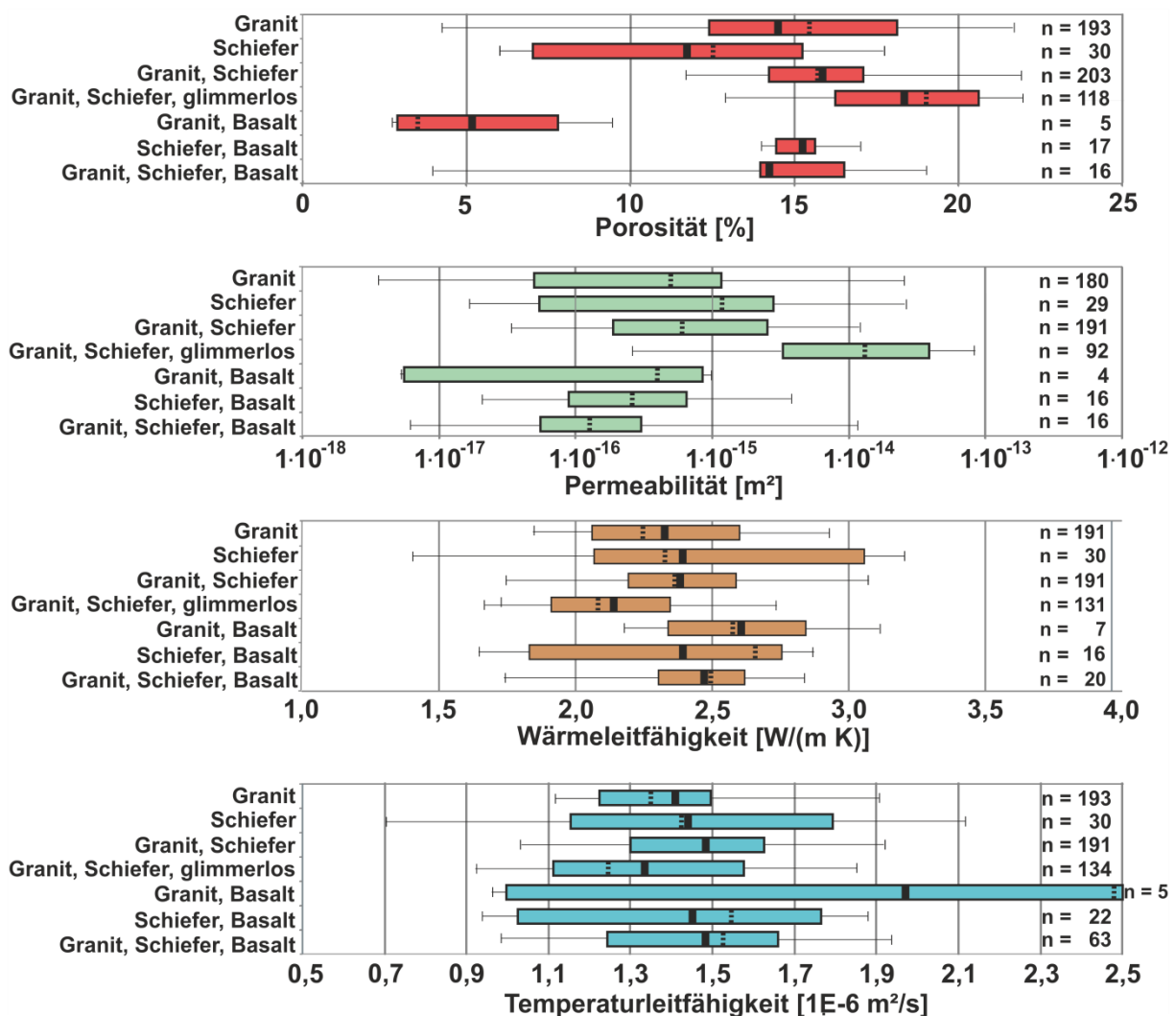


Abbildung 85: Boxplot-Diagramme der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit verschiedener Liefergesteinskombinationen von aus Aufschlüssen aus dem Saar-Nahe-Becken, dem Sprendlinger Horst und der Wetterau genommenen Proben.

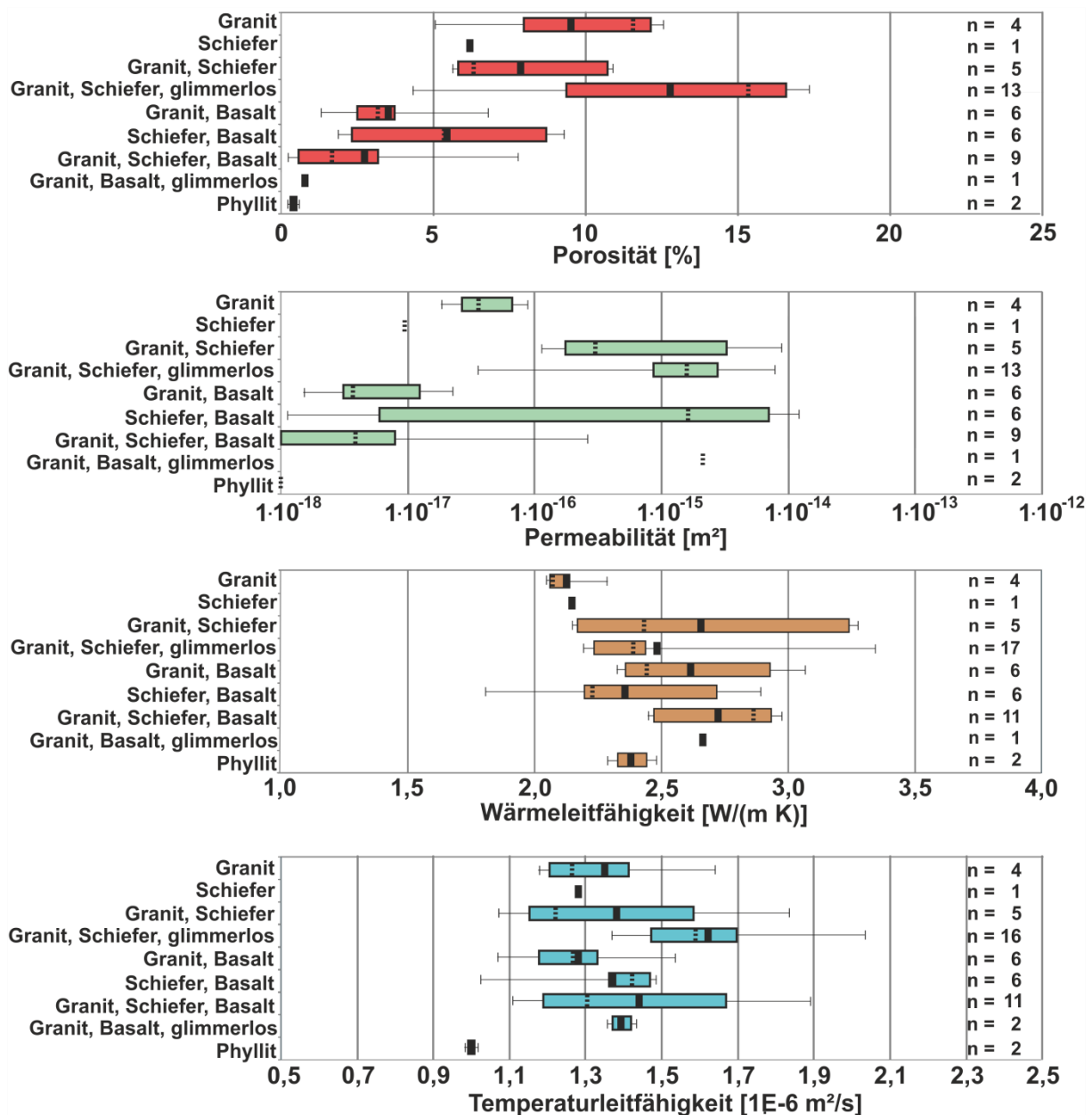


Abbildung 86: Boxplot-Diagramme der Porosität, Permeabilität, Wärmeleitfähigkeit und Temperaturleitfähigkeit verschiedener Liefergesteinskombinationen von im Reservoir genommenen Proben

4.5.3 Liefergebietskarte

Aufschlussproben, die ein schiefriges Liefergestein aufweisen, wurden im nördlichen Saar-Nahe-Becken nahe der Hunsrück-Südrand-Störung entnommen (Abbildung 87a). Während die Proben mit der Kombination „Granit und Schiefer“ im mittleren und östlichen Teil des Saar-Nahe-Beckens genommen wurden, wurden die Proben mit der Kombination „Granit, Schiefer, glimmerlos“ im östlichen Saar-Nahe-Becken genommen. Im Reservoir weisen die in den südlichsten Bohrungen Worms 3 und Nordheim 1 genommenen Proben fast ausschließlich die Kombination „Granit, Schiefer glimmerlos“ auf (Abbildung 87b).

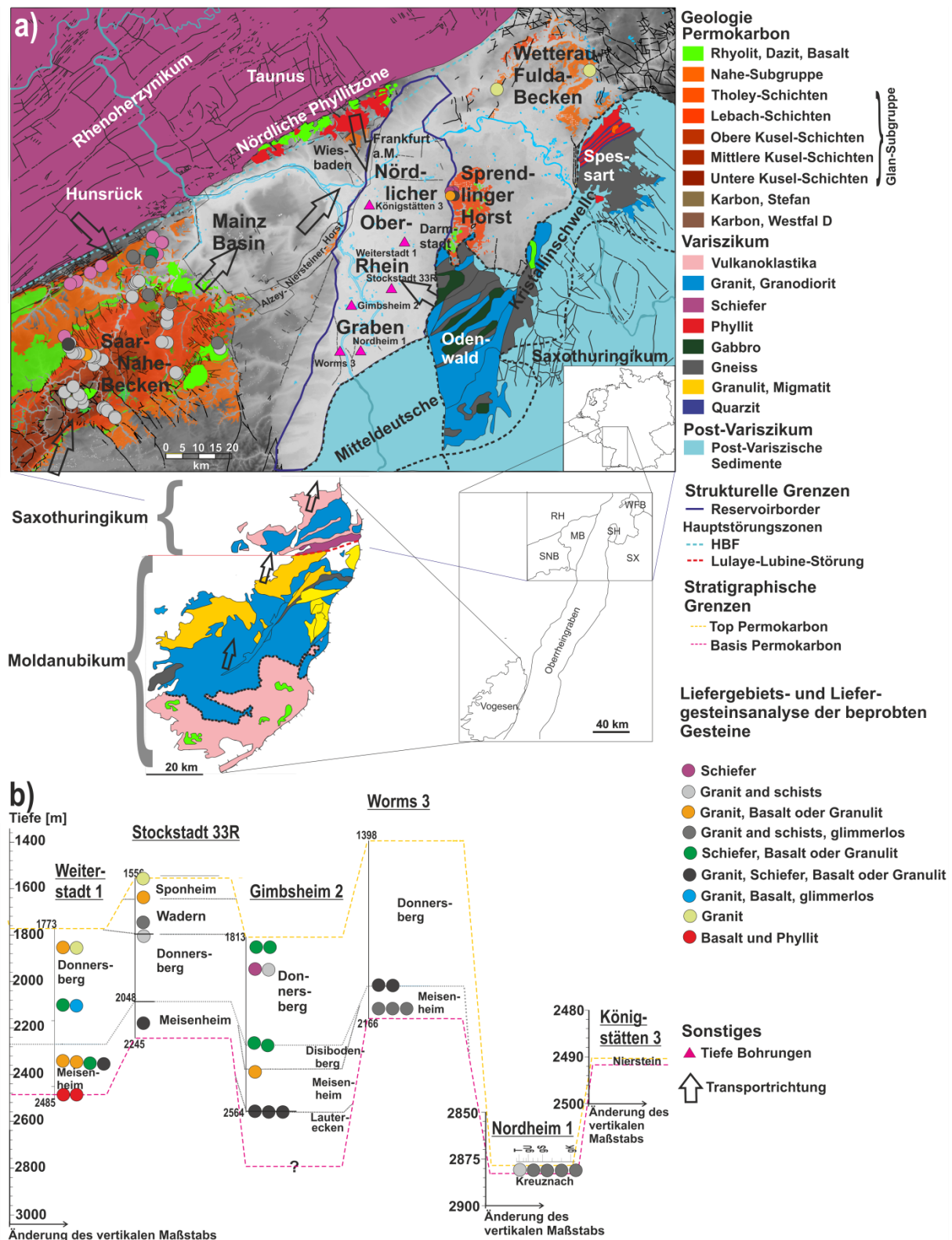


Abbildung 87: a) Liefergebietskarte des Permokarbons mit den Liefergebieten Rhenoharzynikum, Saxothuringikum und Moldanubikum mit Zuordnung der Aufschlussproben nach Liefergesteinskombination. b) Profile der 6 Bohrungen im nördlichen Oberrhein Graben mit Zuordnung der Reservoirproben nach Liefergesteinskombinationen, nach Schäfer (1980, 1989, 2005, 2011) Stein (2001a,b) und Franke (2000)

4.6 Gebirgsdurchlässigkeiten

4.6.1 Einfluss der Region

Die nach hessischen Regionen ausgewerteten k_f -Werte liegen im Mittel bei $2,30 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und die nach rheinland-pfälzischen Regionen ausgewerteten k_f -Werte bei $1,99 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Von Pumpversuchsdaten von in Hessen liegenden Bohrungen liegt die am häufigsten vertretene Klasse von k_f -Werten zwischen $1,0 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $3,2 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Abbildung 88) und von in Rheinland-Pfalz liegenden Bohrungen zwischen $3,2 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $1,0 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Abbildung 89).

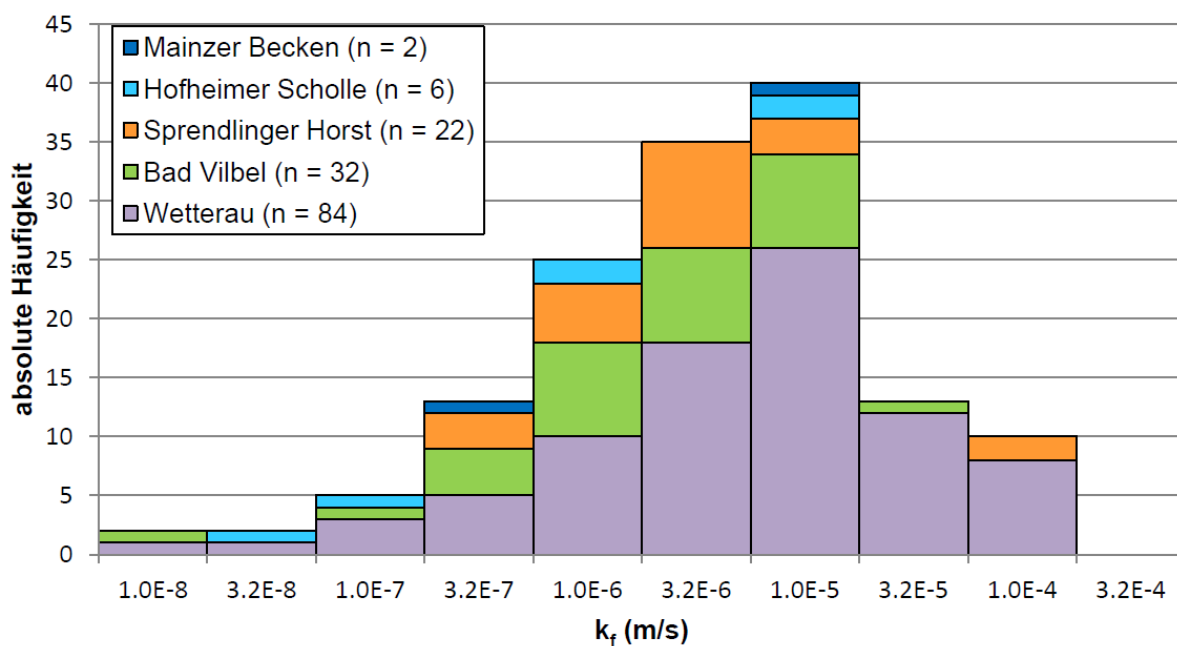


Abbildung 88: Histogramm von k_f -Werten aus Pumpversuchsdaten von in Hessen liegenden Bohrungen unterteilt nach Regionen

In Hessen weisen k_f -Werte von im Sprendlinger Horst, in Bad Vilbel und in der Wetterau liegenden Bohrungen eine linksschiefe Verteilung auf. In Rheinland-Pfalz bilden k_f -Werte im Saar-Nahe-Becken eine zweigipflige Verteilung mit einem Hauptmaximum in der Klasse von $3,2 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $1,0 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und ein Nebenmaximum von $3,2 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $1,0 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

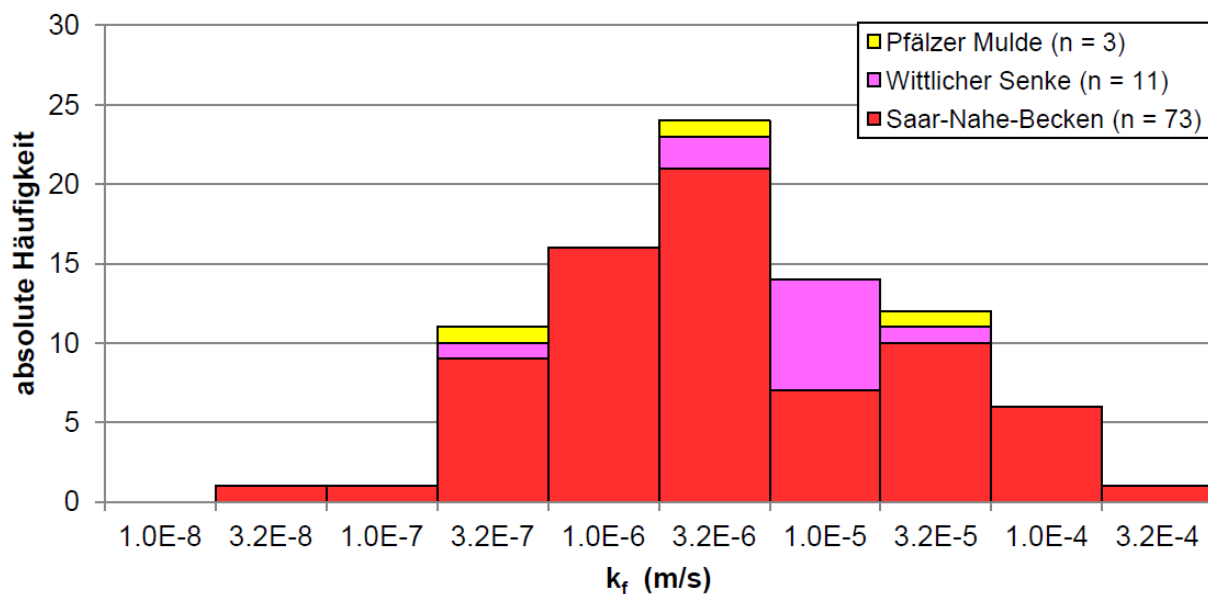


Abbildung 89: Histogramm von k_f -Werten aus Pumpversuchsdaten von in Rheinland-Pfalz liegenden Bohrungen unterteilt nach Regionen

Bundeslandübergreifend weist die Wittlicher Senke mit $4,05 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ die höchsten k_f -Werte vor der Wetterau mit $3,60 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Abbildung 90). K_f -Werte in Bad Vilbel liegen im Mittel bei $1,60 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, im Saar-Nahe-Becken bei $1,55 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und im Sprendlinger Horst bei $1,40 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Die niedrigsten k_f -Werte weist die Hofheimer Scholle mit $4,6 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf.

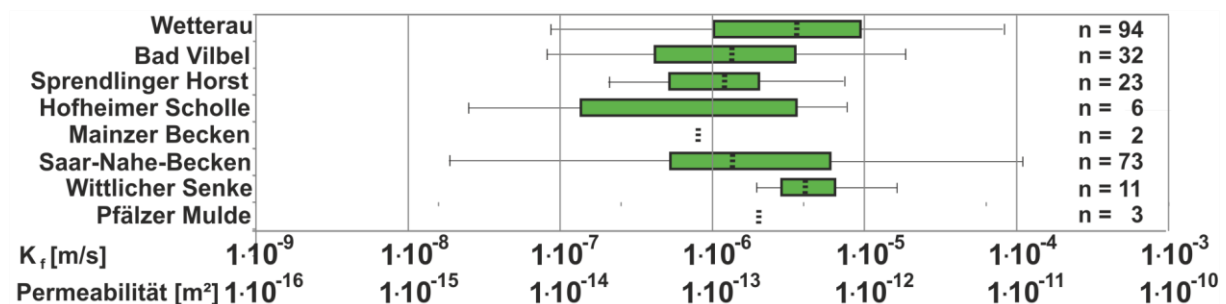


Abbildung 90: Boxplot-Diagramm von k_f -Werten aus Pumpversuchstests für verschiedene Regionen in Hessen und Rheinland-Pfalz

4.6.1.1 K_f -Werte von stratigraphische Einheiten im Saar-Nahe-Becken

Im Saar-Nahe-Becken weist die Kreuznach-Formation mit $6,1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ die höchsten und die Thallichtenberg-Formation mit $5,5 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ die niedrigsten k_f -Werte auf (Abbildung 91). Innerhalb der Glan-Subgruppe nehmen die k_f -Werte von den Kusel-Schichten mit $9,0 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ zu den Lebach-Schichten mit $1,9 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ zu den Tholey-Schichten mit $3,5 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ zu.

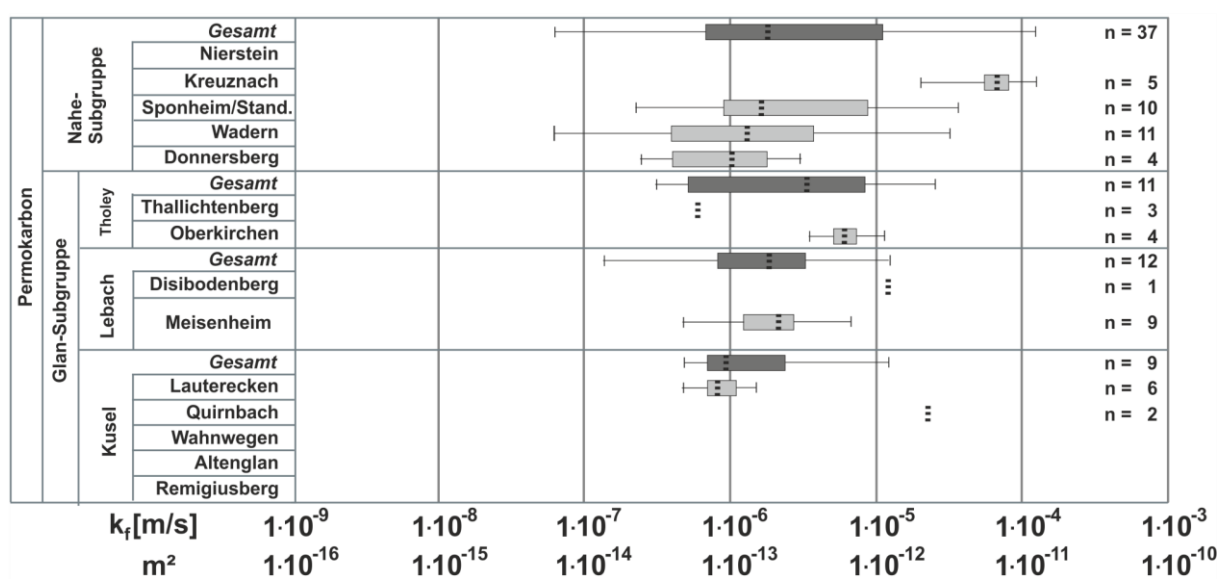


Abbildung 91: Boxplot-Diagramm von k_f -Werten aus Pumpversuchstests von stratigraphischen Einheiten im Saar-Nahe-Becken

4.6.2 Einfluss von Störungen auf k_f -Werte

4.6.2.1 Einfluss der Entfernung der nächsten Störung auf k_f -Werte

In den hessischen Regionen liegen die meisten Bohrungen weniger als einen Kilometer von einer in den verwendeten geologischen Karten verzeichneten Störung entfernt.

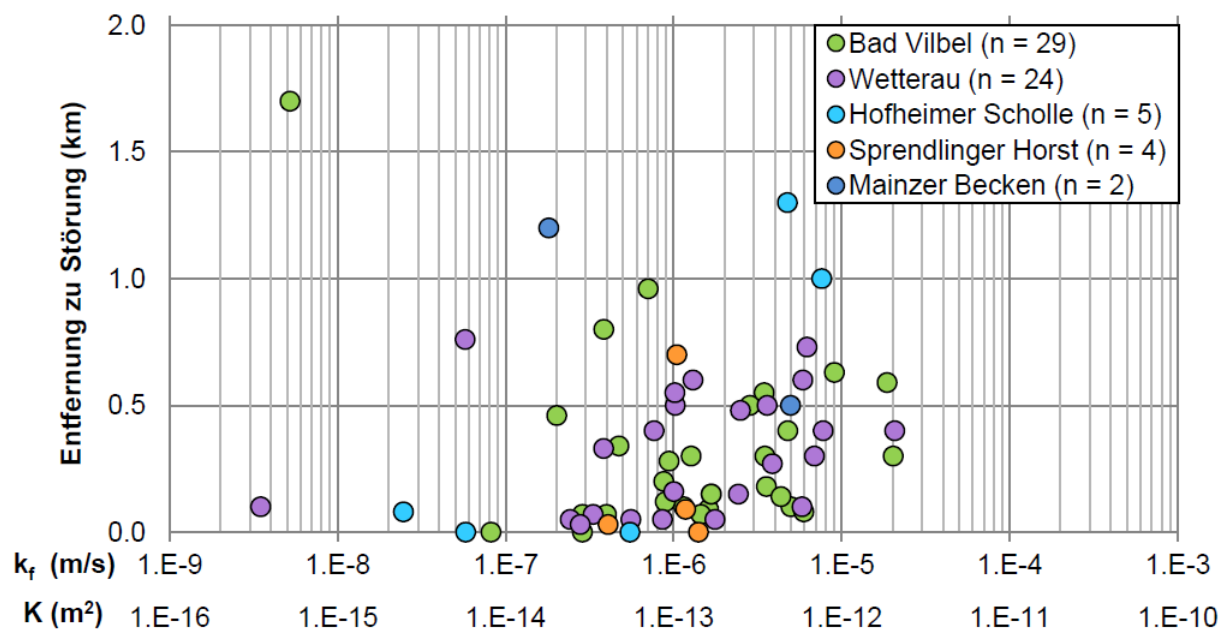


Abbildung 92: k_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von hessischen Bohrungen in Abhängigkeit zur Entfernung zur nächsten Störung unterteilt nach Regionen

Eine Erhöhung der k_f -Werte mit abnehmendem Abstand zur nächsten Störung konnte in den untersuchten hessischen Regionen nicht beobachtet werden (Abbildung 92). Außerdem wurden die k_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von im Saar-Nahe-Becken liegenden Bohrungen hinsichtlich ihrer Entfernung zur nächsten Störung ausgewertet (Abbildung 93).

Die am häufigsten vertretene Klasse von k_f -Werten aus Pumpversuchsdaten von Bohrungen, die zwischen 500 m und 1000 m von einer Störung entfernt liegen, liegt zwischen $5,0 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $1,0 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und ist damit niedriger als die am häufigsten vertretene Klasse von k_f -Werten aus Pumpversuchsdaten von Bohrungen mit $1,0 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $5,0 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, die zwischen 100 m und 500 m von einer Störung entfernt liegen. Klassen von k_f -Werten aus Pumpversuchsdaten von Bohrungen, die weniger als 100 m von der nächsten Störung entfernt liegen, weisen drei Maxima zwischen $1,0 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $5,0 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $1,0 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $5,0 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und zwischen $1,0 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $5,0 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf.

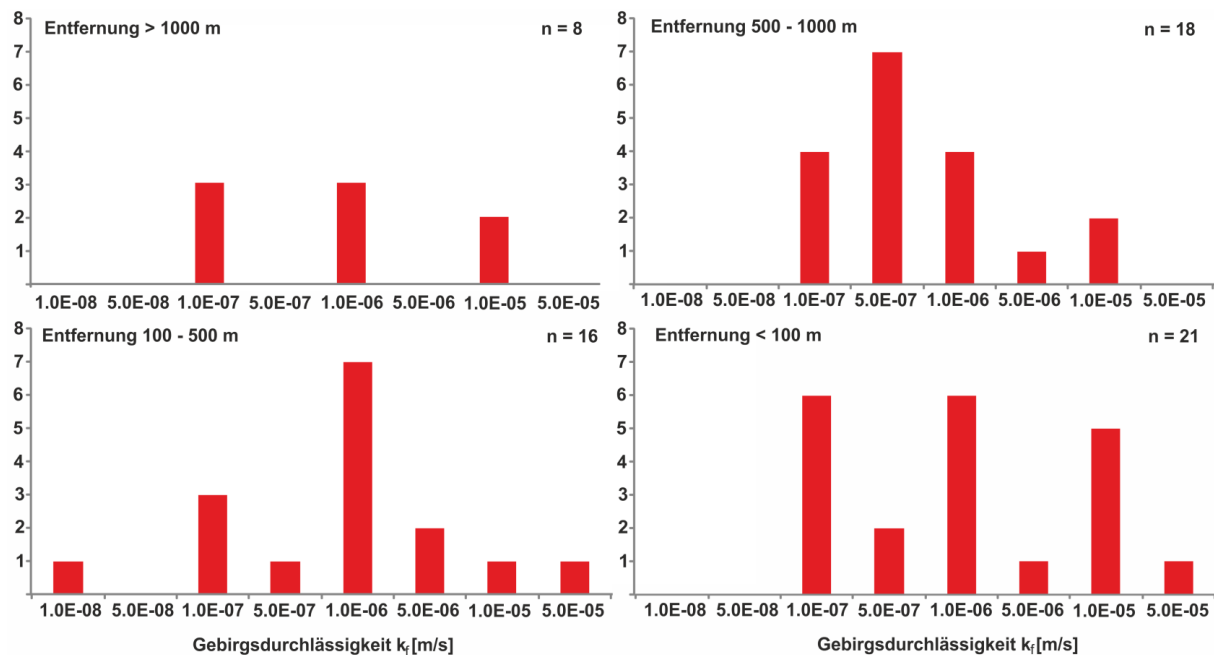


Abbildung 93: Histogramm von k_f -Werten aus Pumpversuchsdaten von Bohrungen im Saar-Nahe-Becken gruppiert nach der Entfernung zur nächsten Störung in den Klassen > 1000 m, 500 m bis 1000 m, 100 m bis 500 m und < 100 m

Für die verschiedenen Einheiten der Glan- und Nahe-Subgruppe des Saar-Nahe-Beckens konnte wie für die verschiedenen Regionen in Hessen keine Abhängigkeit des k_f -Wertes von der Entfernung zur nächsten Störung quantifiziert werden (Abbildung 94, Abbildung 95).

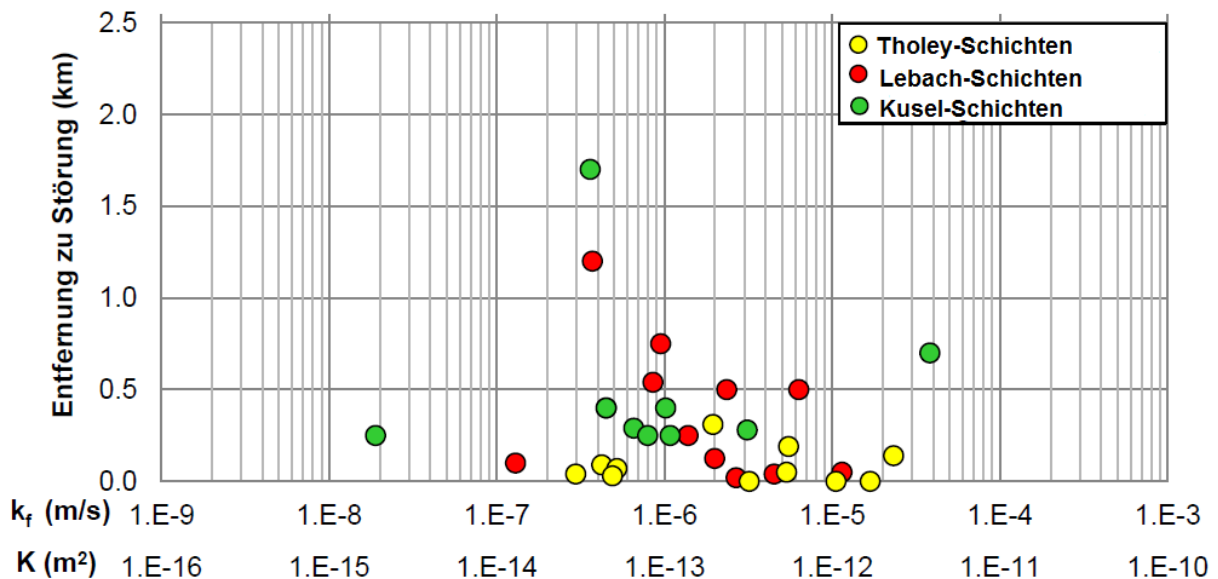


Abbildung 94: k_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von Bohrungen im Saar-Nahe-Becken in Abhängigkeit zur nächsten Störungen unterteilt nach stratigraphischen Einheiten der Glan-Subgruppe

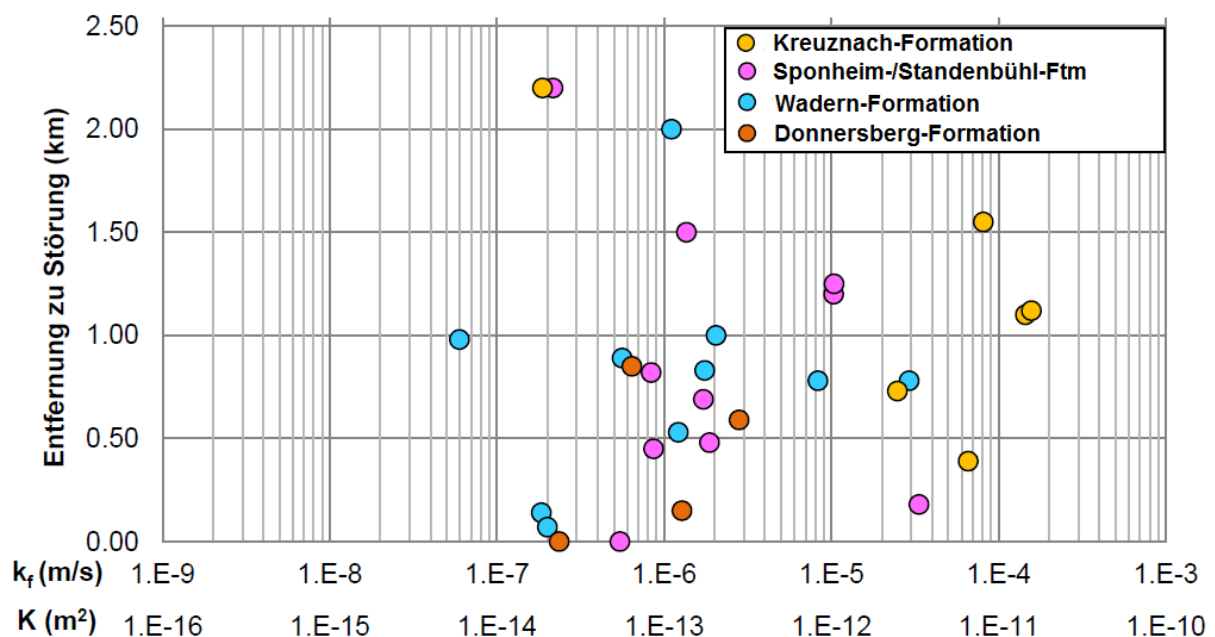


Abbildung 95: k_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von Bohrungen im Saar-Nahe-Becken in Abhängigkeit zur nächsten Störungen unterteilt nach stratigraphischen Einheiten der Nahe-Subgruppe.

4.6.2.2 Einfluss der Orientierung der nächsten Störung auf k_f -Werte

Des Weiteren wurden die k_f -Werte nach der Orientierung der von den Bohrungen am nächsten liegenden Störung untersucht. Im Wesentlichen folgten die Orientierung dieser Störungen der variszisch (SW-NE) und rheinisch (N-S) streichenden Störungssysteme. Von diesen Streichrichtungen wenig abweichende sowie orthogonal dazu streichende Störungen wurden einzeln ausgewertet und einem der beiden Störungssysteme zugeordnet. k_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von hessischen Bohrungen, deren nächste Störung variszisch

streicht, liegen zwischen $3,2 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und weisen sowohl für NW-SE streichende Störungen als auch für die NE-SW streichende Transferstörungen ein Maximum in der Klasse zwischen $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $3,2 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Abbildung 96).

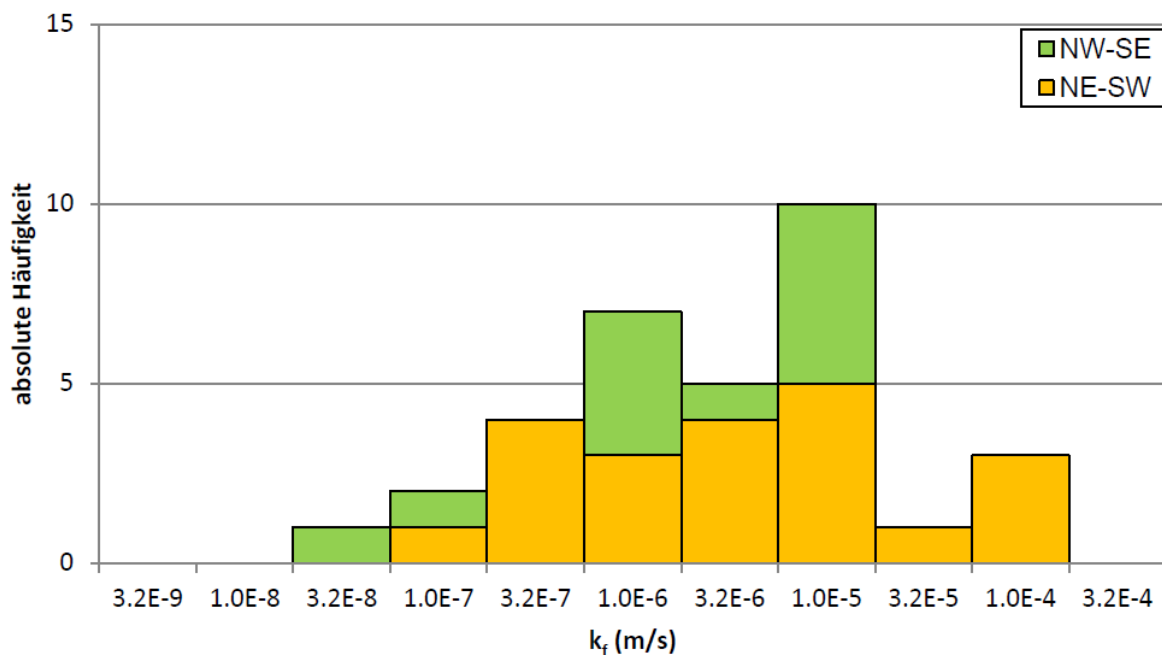


Abbildung 96: K_f-Werte aus Pumpversuchsdaten von hessischen Bohrungen, deren nächste Störung nach der variszischen Hauptstörungsrichtung (NE-SW) orientiert ist oder orthogonal dazu orientierten Transferstörungen (NW-SE).

K_f-Werte aus Pumpversuchsdaten von hessischen Bohrungen, deren nächste Störung rheinisch streicht, liegen zwischen $1,0 \cdot 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,0 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und weisen für NNW-SSE und NNE-SSW, welche die größten Gruppe darstellen, ein Maximum in der Klasse $3,2 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Abbildung 97).

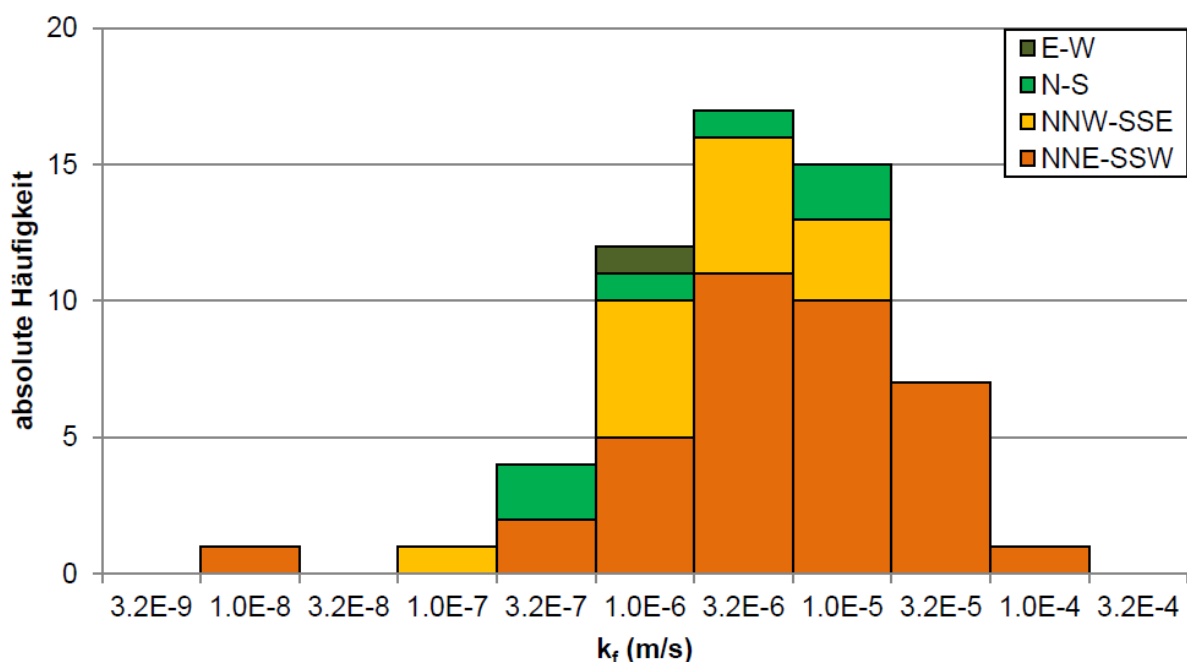


Abbildung 97: K_f-Werte aus Pumpversuchsdaten von hessischen Bohrungen, deren nächste Störung nach der rheinischen Hauptstörungsrichtung (N-S, NNW-SSE, NNE-SSW) orientiert ist oder orthogonal dazu orientierten Transferstörungen (E-W).

K_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von rheinland-pfälzischen Bohrungen, deren nächste Störung variszisch streicht, liegen zwischen $1,0 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $3,2 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und weisen ein Maximum in der Klasse von $1,0 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $3,2 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Abbildung 98).

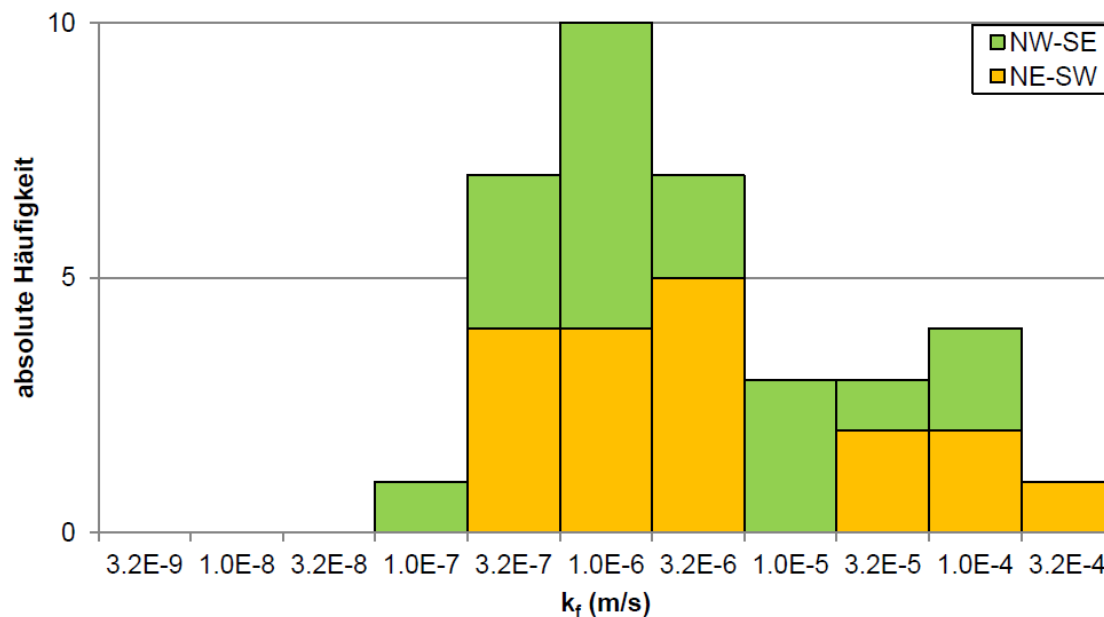


Abbildung 98: K_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von rheinland-pfälzischen Bohrungen, deren nächste Störung nach der variszischen Hauptstörungsrichtung (NE-SW) orientiert ist oder orthogonal dazu orientierten Transferstörungen (NW-SE).

K_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von rheinland-pfälzischen Bohrungen, deren nächste Störung rheinisch streicht, liegen zwischen $3,2 \cdot 10^{-08} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,0 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und weisen für die Hauptstörungsrichtung ein Maximum in der Klasse zwischen $3,2 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,0 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und für Transferstörungen ein Maximum in der Klasse zwischen $3,2 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,0 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf (Abbildung 99).

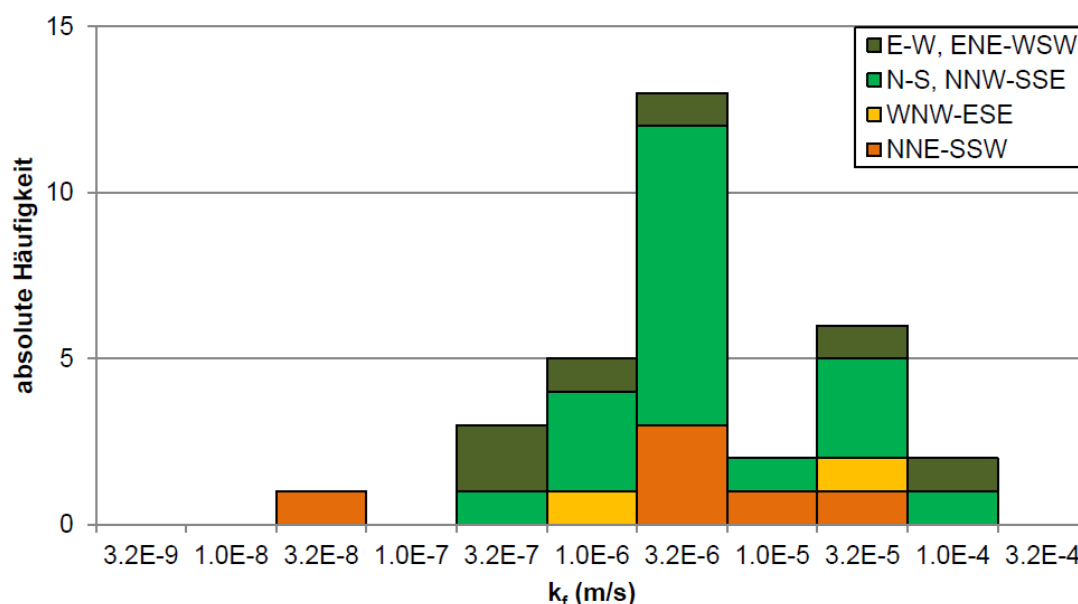


Abbildung 99: K_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von rheinland-pfälzischen Bohrungen, deren nächste Störung nach der rheinischen Hauptstörungsrichtungen (N-S, NNW-SSE, NNE-SSW) orientiert ist oder orthogonal dazu orientierten Transferstörungen (E-W).

Die K_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von hessischen Bohrungen sind mit $2,2 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ am höchsten, deren nächste Störung NE-SW orientiert ist, und am mit $3,8 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ am niedrigsten, deren nächste Störung E-W orientiert ist (Abbildung 100).

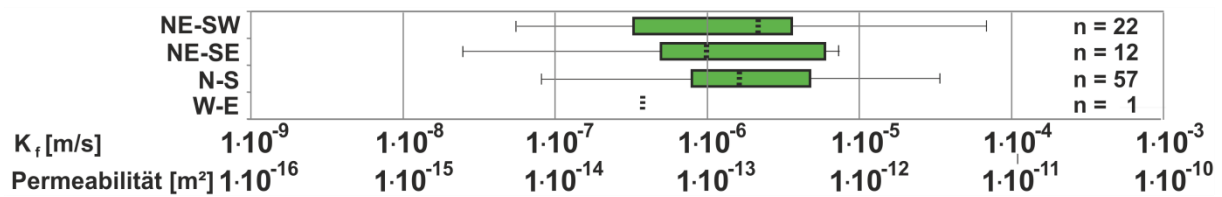


Abbildung 100: Boxplots von k_f -Werten aus Pumpversuchsdaten von hessischen Bohrungen gegliedert nach der Orientierung der nächsten Störung

Dagegen weisen Pumpversuchsdaten von rheinland-pfälzischen Bohrungen mit $2,0 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ die höchsten k_f -Werte auf, deren nächste Störung E-W orientiert ist, und die niedrigsten k_f -Werte mit $6,6 \cdot 10^{-07} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ auf, deren Störung NW-SE orientiert ist (Abbildung 101).

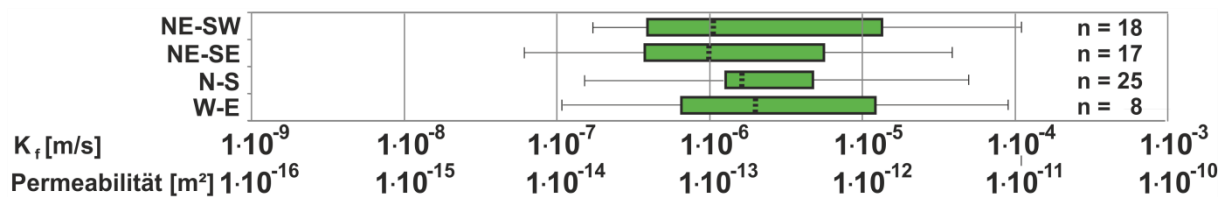


Abbildung 101: Boxplots von k_f -Werten aus Pumpversuchsdaten von rheinland-pfälzischen Bohrungen gegliedert nach der Orientierung der nächsten Störung

4.6.3 Einfluss der Tiefe auf k_f -Werte

k_f -Werte von Pumpversuchsdaten von in Hessen und Rheinland-Pfalz liegenden Bohrungen weisen eine Abnahme mit der Tiefe auf (Abbildung 102). In Hessen weisen k_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von Bohrungen im Spremlinger Horst, Bad Vilbel, in der Hofheimer Scholle und im Mainzer Becken ebenfalls eine Tiefenabhängigkeit auf (Abbildung 103). Lediglich k_f -Werte aus Pumpversuchsdaten von in der Wetterau liegenden Bohrungen nehmen mit zunehmender Tiefe nicht ab (Klaeske, 2012).

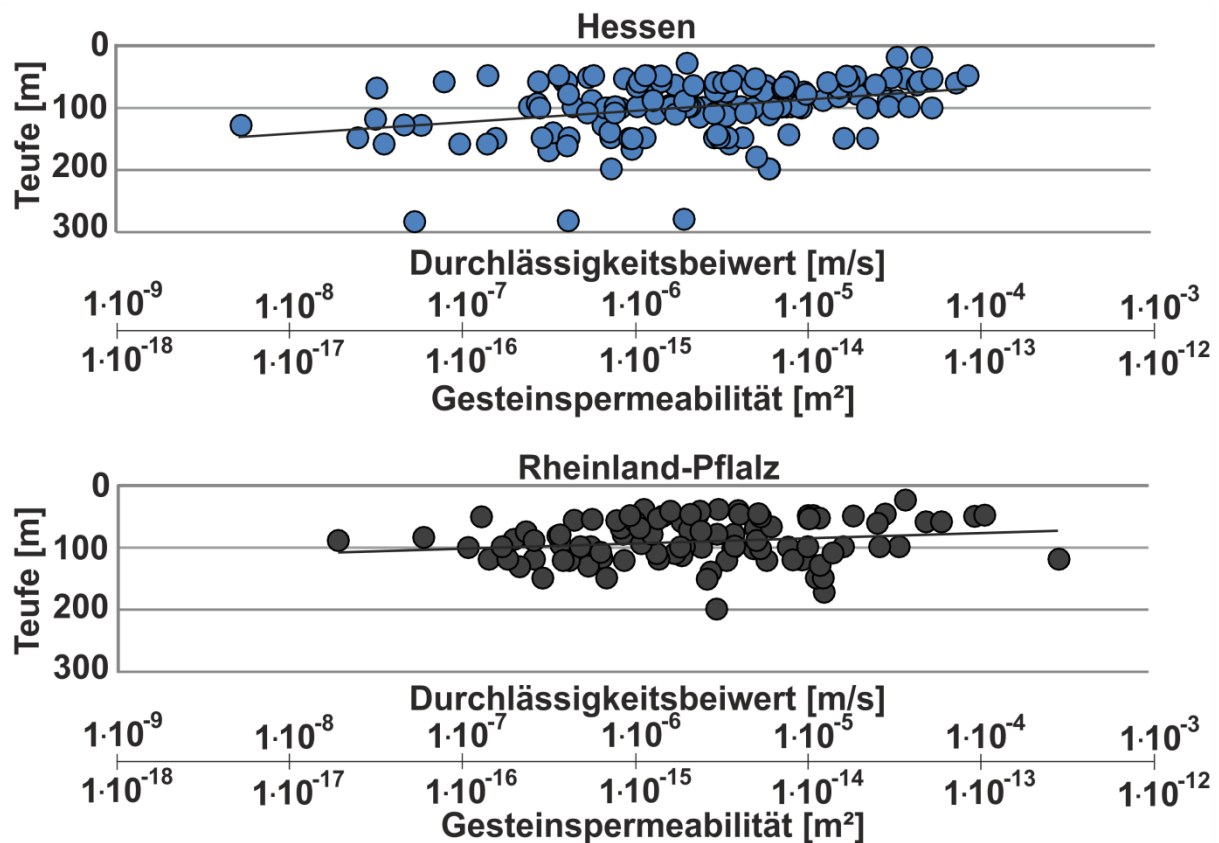


Abbildung 102: k_f -Teufen-Diagramm von hessischen und rheinland-pfälzischen Bohrungen

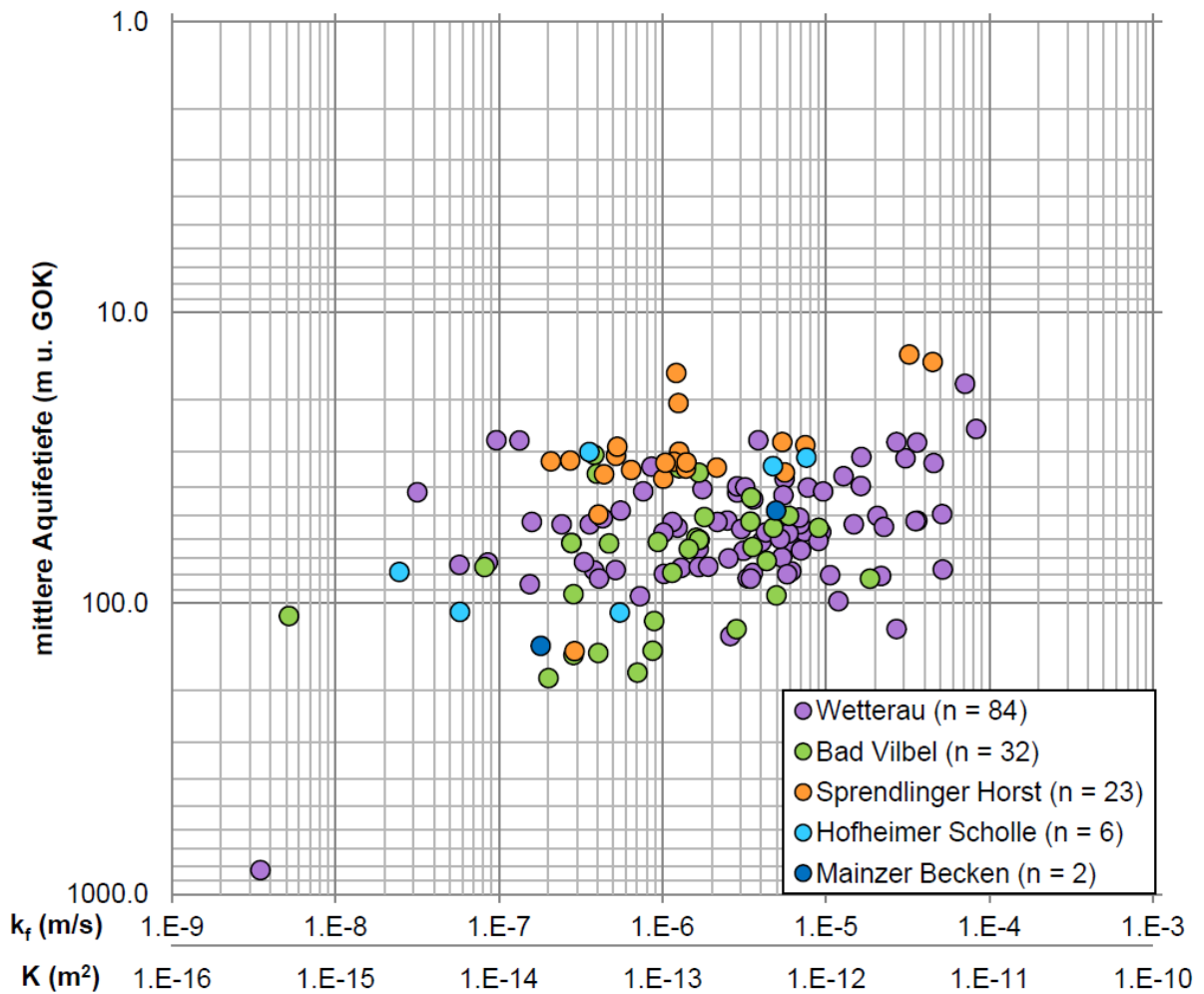
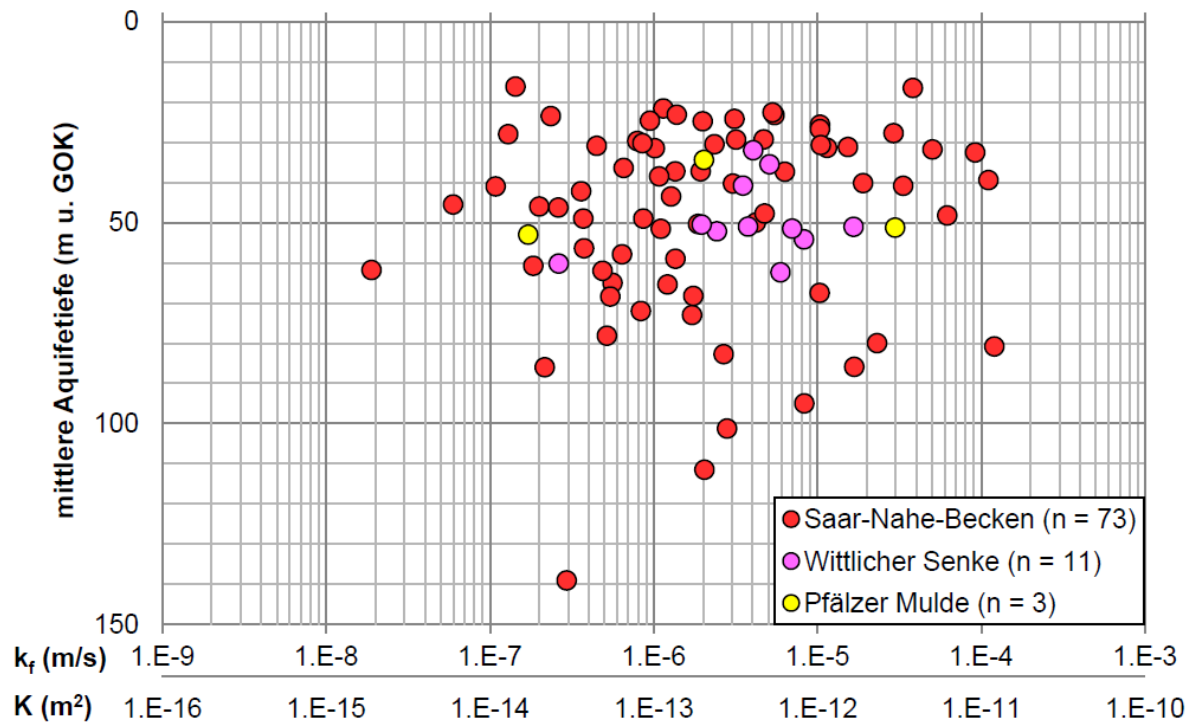
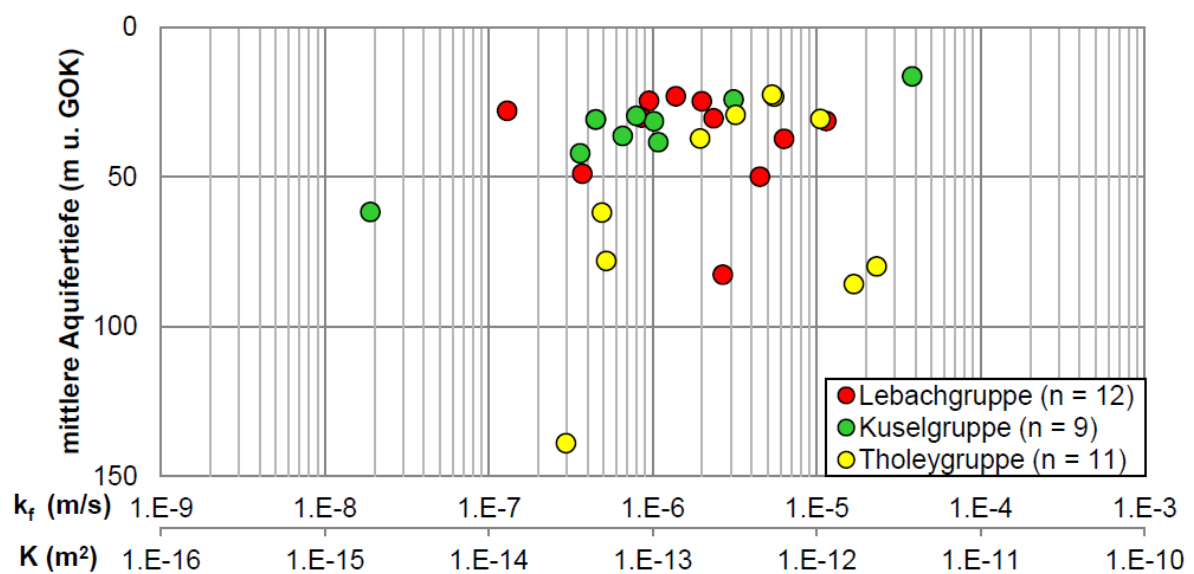


Abbildung 103: K_f -Teufen-Diagramm gegliedert nach hessischen Regionen

In Rheinland-Pfalz wurde für die Wittlicher Senke eine leichte Abnahme der k_f -Werte mit zunehmender Tiefe beobachtet (Abbildung 104). Für das Saar-Nahe-Becken wurde erst unter Betrachtung der stratigraphischen Einheiten eine Teufenabhängigkeit besonders für die Kusel- und Tholey-Schichten (Abbildung 105) sowie die Sponheim-Formation (Abbildung 106) beobachtet.

Abbildung 104: K_f -Teufen-Diagramm gegliedert nach rheinland-pfälzischen RegionenAbbildung 105: K_f -Teufen-Diagramm gegliedert nach stratigraphischen Einheiten der Glan-Subgruppe im Saar-Nahe-Becken

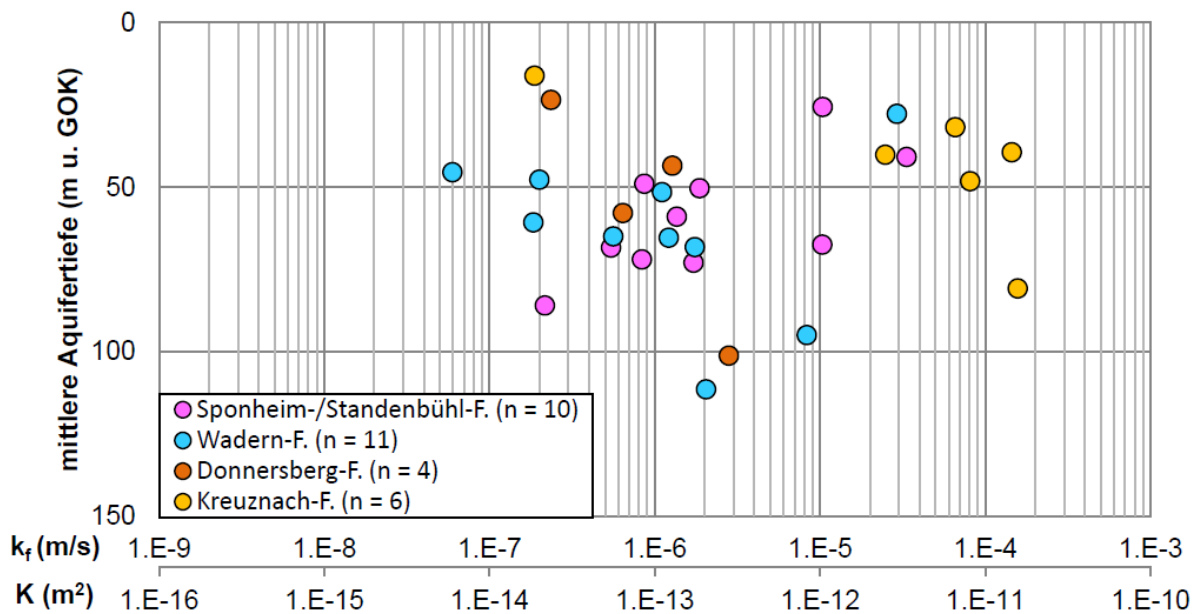


Abbildung 106: K_f -Teufen-Diagramm gegliedert nach stratigraphischen Einheiten der Nahe-Subgruppe im Saar-Nahe-Becken

4.6.4 Pumpversuch in Bretzenheim

Die vor dem Pumpversuch gemessene natürliche Absenkung betrug etwa 0,6 m (Abbildung 122). Aufgrund mehrfacher Ausfälle der Pumpe kam es immer wieder zu einem Anstieg des Grundwasserspiegels (Abbildung 107).

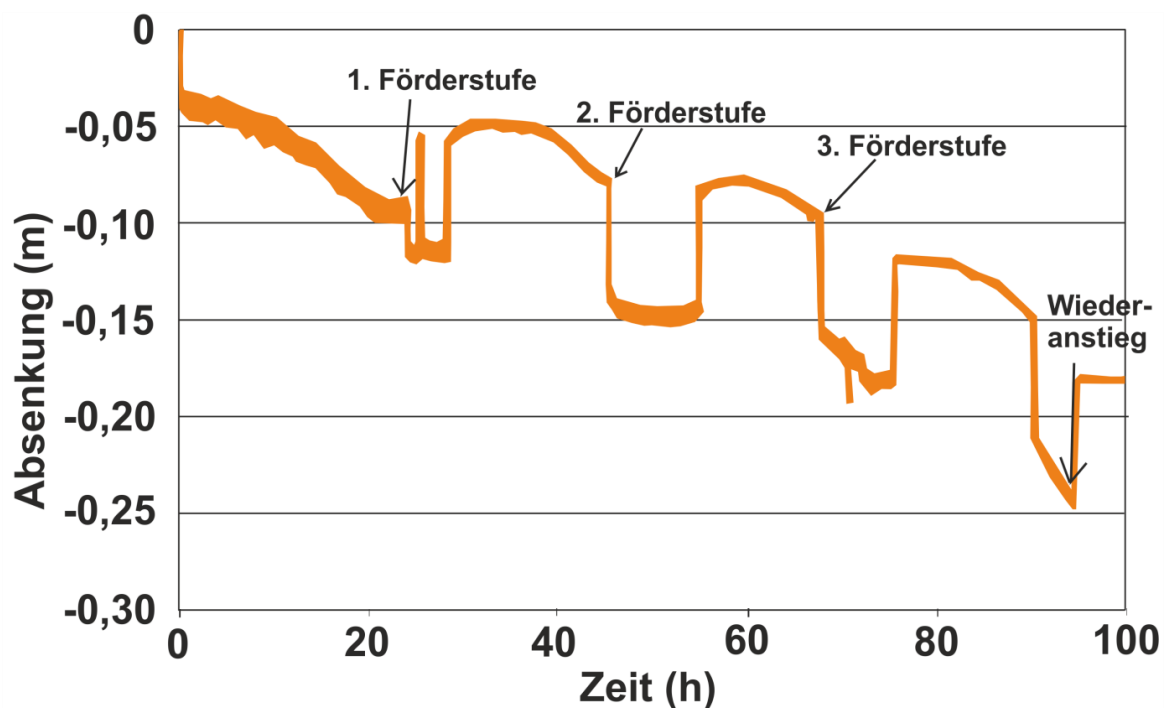


Abbildung 107: Pumpversuchsdiagramm des ersten mehrstufigen Pumpversuchs mit Pumpversuchsausfällen

Für die Auswertung wurden nur die Teilabschnitte berücksichtigt, in denen die Pumpe einwandfrei funktioniert hat (Abbildung 105). Dennoch ist die Aussagekraft der Zeit-Absenkungs-Kurve reduziert. Nur am Ende der ersten und in der zweiten Förderstufe konnte ein quasistationärer Zustand beobachtet werden. Insgesamt nimmt die Absenkung pro Druckstufe leicht zu.

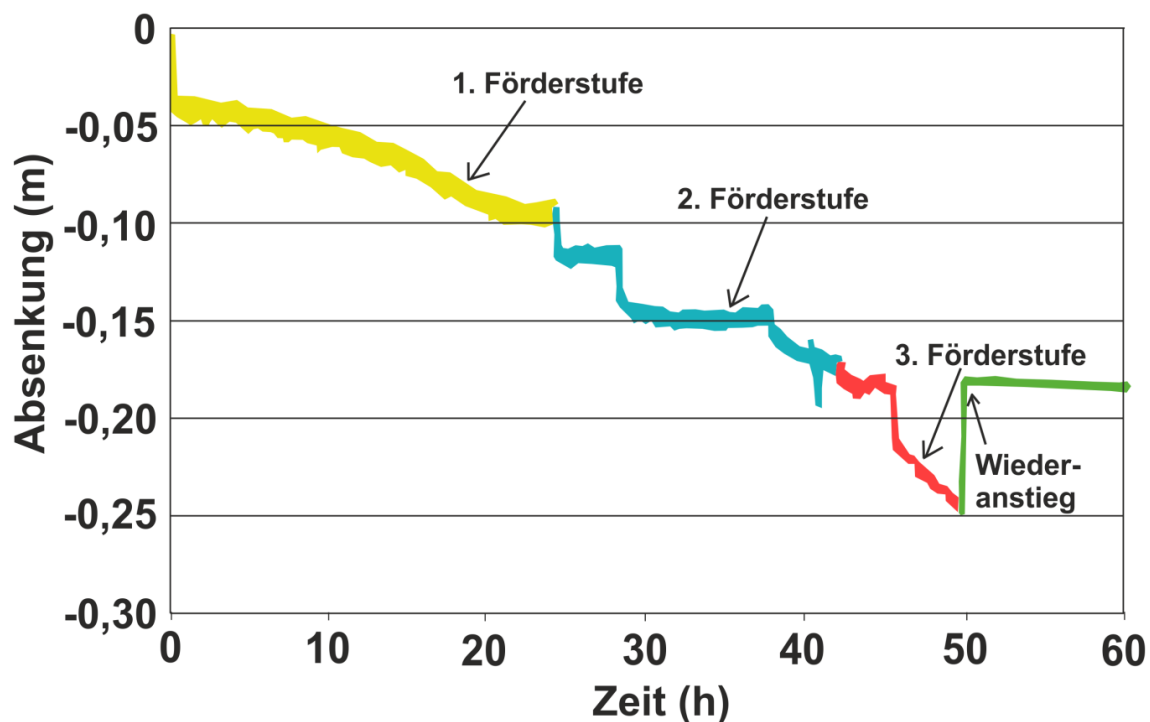


Abbildung 108: Von Unterbrechungen bereinigtes Pumpversuchsdiagramm des ersten mehrstufigen Pumpversuchs

Die nicht-lineare Kurve im Absenkungs-Förderrate-Diagramm weist darauf hin, dass es sich um einen freien Grundwasserleiter handelt (Abbildung 123). Der rasche Wiederanstieg des Grundwasserspiegels ist ein Indikator für einen ungespannten Aquifer (Klaeske, 2012).

Folgende Eingangsdaten des Stufentests gehen in die Berechnung mit AQTESOLV für die Methoden nach Theis (1935), Cooper-Jacob (1946), Mönch (1997) und Bieske (1956) und Aqtesolv ein:

Grundwasserspiegel: 40,63 m

Aquifermächtigkeit: 79,37 m

Förderrate (l/s): 0,7; 1,0; 1,25

Absenkung (m): 0,09; 0,17; 0,25

Die mit AQTESOLV berechneten Durchlässigkeitsbeiwerte der vier genannten Berechnungsmethoden schwanken zwischen $9,62 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ nach Cooper-Jacob (1946) und $6,18 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ nach Bieske (1956), die Transmissivitäten zwischen $7,64 \cdot 10^{-04} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ nach Cooper-Jacob (1946) und $4,91 \cdot 10^{-03} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ nach Bieske (1956) und die Speicherkoeffizienten zwischen 6942 nach Cooper-Jacob (1946) und 14668 nach Mönch (1997) (Tabelle 6).

Tabelle 6: Mit AQTESOLV berechnete hydraulische Kennwerte des Stufentests nach verschiedenen Berechnungsmoden.
T = Transmissivität, S = Speicherkoeffizient

Berechnungsmethode	T (m ² /s)	S (-)	Kf (m/s)
Theis (1935)	9,30E-04	9021	1,17E-05
Cooper-Jacob (1946)	7,64E-04	6942	9,62E-06
Mönch (1997)	1,09E-03	14688	1,37E-05
Bieske (1956)	4,91E-03	-	6,18E-05

Während des zweiten Pumpversuchs sank der Grundwasserspiegel zunächst schnell um 7 cm bis zu einem quasistationären Beharrungszustand ab. Nach einer Pumpzeit von etwa 10 h kam es erneut zur einer Absenkung des Grundwassers um etwa 6 cm (Abbildung 109). Der Verlauf der Zeit-Absenkungskurve ähnelt dem eines ungespannten Grundwasserleiters mit verzögerter Schüttung oder einem halb-ungespannten Grundwasserleiter (Kruseman und de Ridder, 1973).

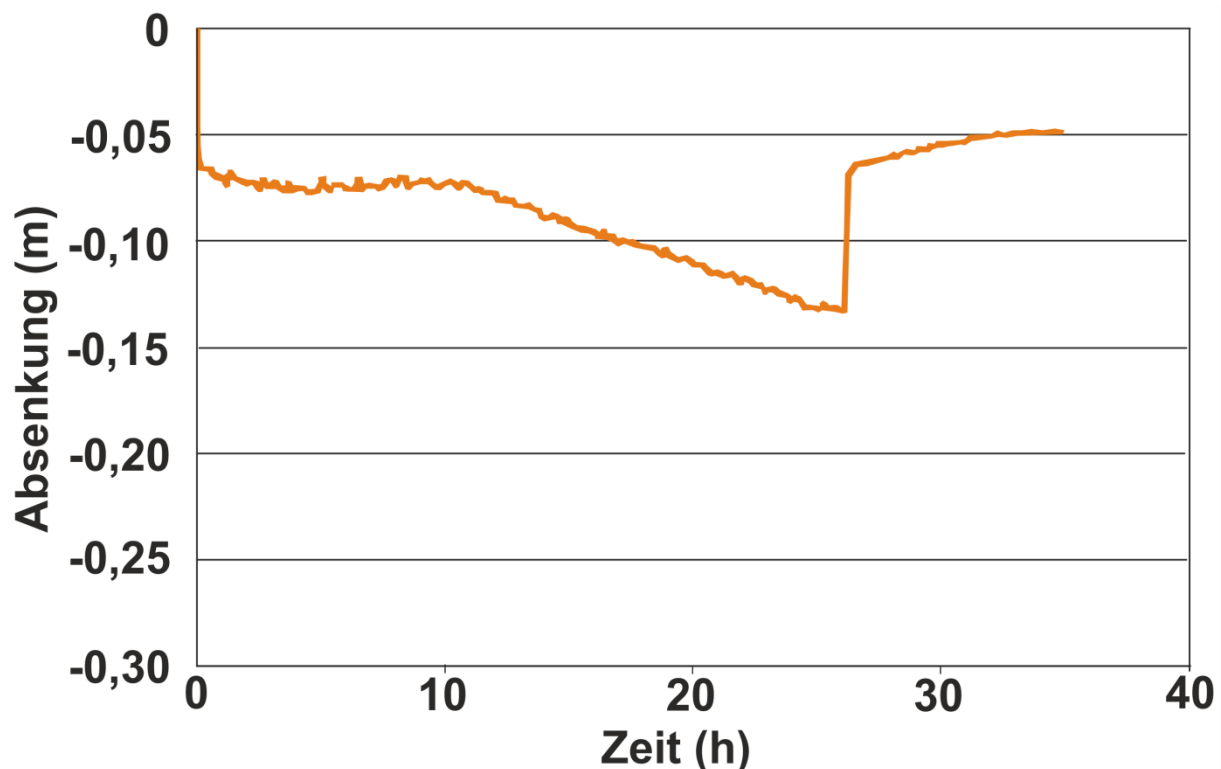


Abbildung 109: Zeit-Absenkungsdiagramm des zweiten Pumpversuchs in der Grundwassermessstelle 11

Die zwei Kurvenverläufe wurden zunächst einzeln ausgewertet. Folgende Eingangsdaten des Stufentests gehen in die Berechnung mit AQTESOLV für die verschiedenen Auswertemethoden ein:

Grundwasserspiegel: 41,65 m

Aquifermächtigkeit: 78,35 m

Förderrate: 1,25 l·s⁻¹

Absenkung: 0,13 m

Im ersten Kurvenabschnitt liegen die mit Aqtuesolv berechneten Durchlässigkeitsbeiwerte zwischen $1,79 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $2,13 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ relativ nah beieinander (Tabelle 7) ebenso wie

die Transmissivitäten zwischen $1,11 \cdot 10^{-02} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,67 \cdot 10^{-02} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Im zweiten Kurvenabschnitt schwanken die Durchlässigkeiten zwischen $1,79 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ nach Cooper-Jacob (1946) und $1,20 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ nach Bieske (1956) und die Transmissivitäten zwischen $1,40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ nach Cooper-Jacob (1946) und $9,41 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ nach Bieske (1956).

Tabelle 7: Auswertung des 2. Pumpversuchs für verschiedene Berechnungsmethoden

	Berechnungsmethode	T (m ² /s)	S (-)	Kf (m/s)
1. Kurvenabschnitt	Theis (1935)	1,58E-2	4	2,02E-4
	Cooper-Jacob (1946)	1,40E-2	0,4	1,79E-4
	Mönch (1997)	1,11E-2	4	1,42E-4
	Bieske (1956)	1,67E-2	-	2,13E-4
2. Kurvenabschnitt	Theis (1935)	1,97E-3	1541	2,51E-5
	Cooper-Jacob (1946)	1,40E-3	1828	1,79E-5
	Mönch (1997)	3,24E-3	650	4,13E-5
	Bieske (1956)	9,41E-3	-	1,20E-4
Wiederanstieg	Theis (1935)	1,43E-2	-	1,83E-4

4.6.4.1 Vergleichende Pumpversuchsergebnisse der Grundwassermessstellen 1, 2, 3 und 11

An der Grundwassermessstelle (GWM) 11 wurden 2001 drei Pumpversuche im unausgebauten Bohrloch durchgeführt. Sowohl die Förderraten, die in den drei Pumptesten gleich waren ($Q = 1,39 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ bis $1,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$; $2,78 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ und $4,71 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), als auch die Absenkungen, die bis zu 12,40 m betrug, waren höher als in dem in dieser Arbeit durchgeführten Pumpversuch. Die mit AQTESOLV berechneten Durchlässigkeitsbeiwerte der Auswertungsmethoden nach Theis (1935), Cooper-Jacob (1946), Mönch (1997) und Bieske (1956) liegen für die erste Förderrate zwischen $2,34 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $1,17 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, für die zweite Förderrate zwischen $5,77 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $2,97 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und für die dritte Förderrate zwischen $1,05 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $5,67 \cdot 10^{-06} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Somit liegen sie um etwa eine Größenordnung unter denen des in dieser Arbeit durchgeführten Pumpversuchs. Die Differenz in der Durchlässigkeit könnte darin begründet sein, dass der Brunnen noch nicht vollständig entwickelt war und die beim Bohrvorgang verwendete Spülung den Zutritt des Grundwassers in das Bohrloch behinderte (Klaeske, 2012). Ebenfalls 2001 wurde an den GWM 1, 2 und 3 jeweils ein vierstündiger Pumpversuch durchgeführt (Abbildung 37). Die Lithologie besteht aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen. Die Endteufe betrug in der GWM 1 23,90 m, in der GWM 2 19,65 m und in der GWM 3 20,54 m und die Aquifermächtigkeit 23,90 m, 19,65 m bzw. 20,54 m. In der GWM 1 betrug die Förderrate $0,65 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ und die Absenkung 0,45 m, in der GWM 2 $0,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ und 0,37 m und in der GWM 3 $0,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ und 2,06 m. Die mit AQTESOLV berechneten Durchlässigkeiten der verschiedenen Auswertungsmethoden nach Theis (1935), Cooper-Jacob (1946), Mönch (1997) und Bieske (1956) liegen in der GWM 1 zwischen $4,76 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $7,78 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, in der GWM 2 zwischen $1,11 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $2,99 \cdot 10^{-04} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und in der GWM 3 zwischen $1,90 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ und $4,33 \cdot 10^{-05} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Somit liegen die Durchlässigkeiten der in den GWM 1, 2 und 3 durchgeführten Pumpversuche in derselben Größenordnung wie die des in dieser Arbeit durchgeführten Pumpversuchs (Klaeske, 2012).

4.7 DFN-Modellierung aus den Laserscandaten

4.7.1 Orientierungen der aufgenommenen Klüfte

Die Stereoplots der in Split-FX bearbeiteten Orientierungsdaten aller vier Scansegmente (Abbildung 110) sowie der händisch gemessenen Gefügewerte aus allen sieben Aufschlusssegmenten (Abbildung 111) zeigen übereinstimmende Einfallsrichtungen sowie Einfallswinkel von vier Hauptkluftrichtungen (Tabelle 8). In N-S-Richtung betragen die Mittelwerte der Einfallsrichtungen und Einfallswinkel der Split-FX-Daten $269,0/86,0$ und der händischen Kompassmessungen $272,6/84,5$, in SW-NE-Richtung $141,0/77,3$ und $131,0/82,9$, in NW-SE-Richtung $31,0/86,9$ und $44,7/76,3$ und in W-E-Richtung $3,2/86,8$ und $3,1/71,9$. Der größte Unterschied beider Methoden wies folglich der Einfallswinkel der W-E-Streichrichtung von $14,9^\circ$ auf (Betten, 2015).

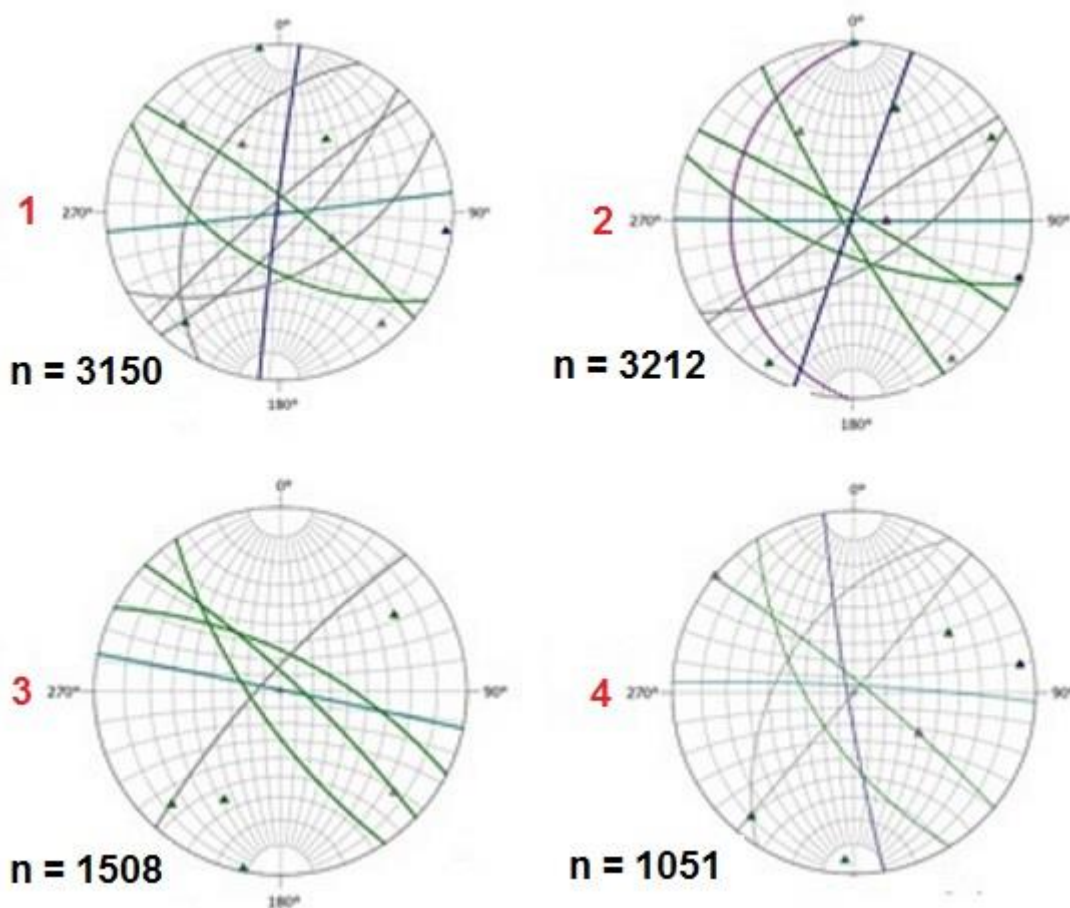


Abbildung 110: Stereoplots der Scansegmente 1, 2, 3 und 4 nach Durchführung der Clusteranalyse. Die Lokationen der vier Scansegmente sind in Abbildung 35 dargestellt.

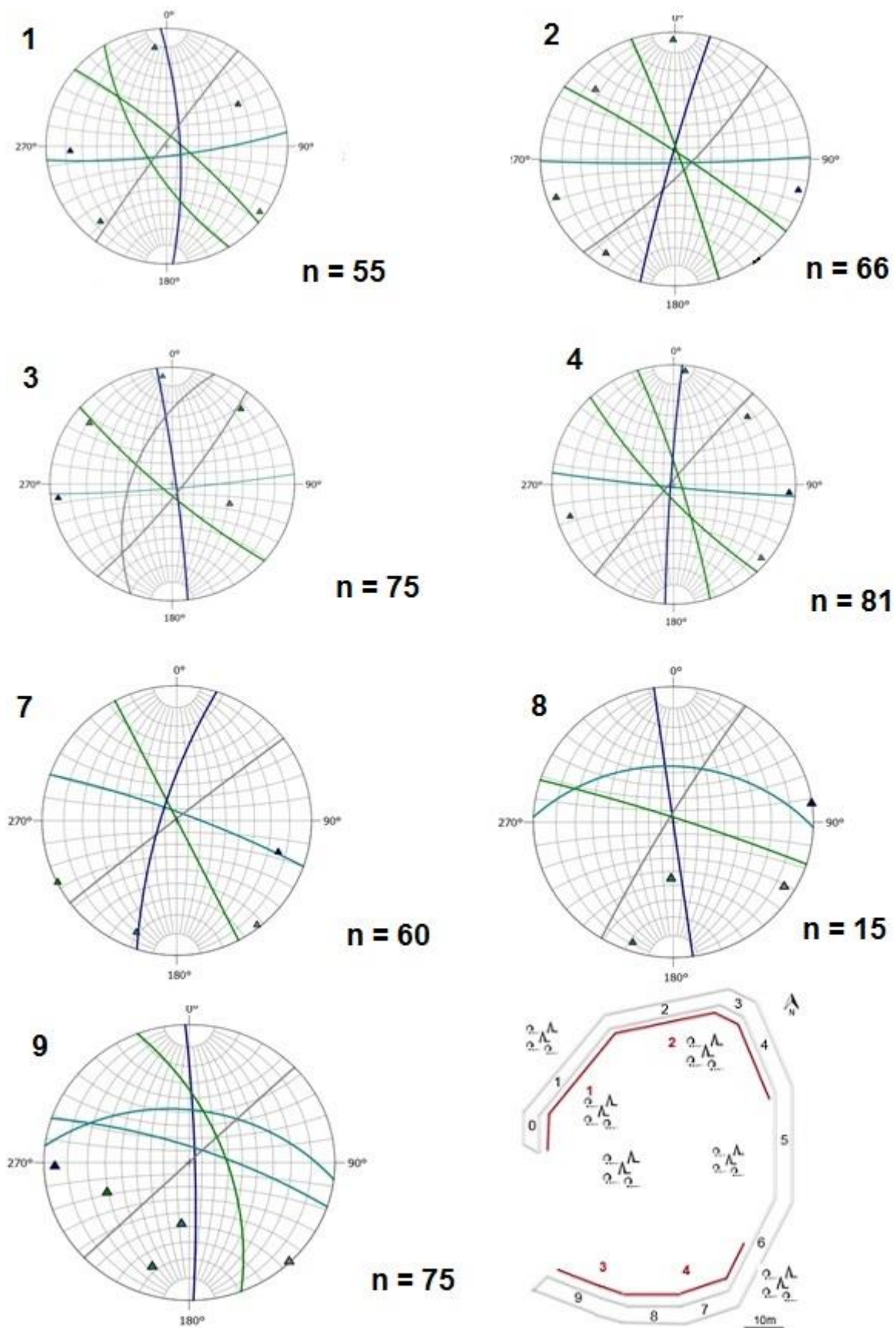


Abbildung 111: Stereoplots der Aufschlusssegmente 1, 2, 3, 4, 7, 8, und 9 nach Durchführung der Clusteranalyse

Drei weitere übereinstimmende Klufrichtungen und Einfallswinkel weisen sowohl händische Gefügemessungen einzelner Aufschlusssegmente als auch in Split-FX bearbeitete Orientierungsdaten einzelner Scansegmente auf. Eine NNE-SSE-Richtung wird durch händische Gefügewerte von vier Aufschlusssegmenten (68,0/73,2) und in Split-FX bearbeitete Orientierungsdaten eines Scansegments (60/83) angezeigt, eine NNE-SSW-Richtung durch händische Gefügewerte eines Aufschlusssegments (110/42) und Orientierungsdaten von drei Scansegmenten (114,7/32) sowie eine ESE-WNW-Richtung durch händische Gefügewerte eines Aufschlusssegments (22/65) sowie eines Scansegments (27/48).

Außerdem weisen die in Split-FX bearbeiteten Orientierungsdaten drei weitere Orientierungen auf, die händisch nicht eingemessen worden sind. Zum einen handelt es sich um eine in allen vier Scansegmenten vorkommende zweite Trennflächenschar, die in NW-SE-Richtung (44,3°) streicht, jedoch mit einem flacheren Einfallswinkel von 50,0°. Zum anderen handelt es sich um zwei weitere SW-NE streichende Trennflächenschare, die in einem bzw. zwei Scansegmenten vorkommen und mit 130/70 und 149/36 ebenfalls flacher einfallen als die beschriebene dominante SW-NE-Trennfläche. Insgesamt wurden 10 verschiedene Trennflächenschare identifiziert.

Tabelle 8: In Split-FX und aus den Kompassmessungen ermittelte Orientierungen von 10 unterschiedlichen Trennflächenscharen und die Differenz von Einfallsrichtung und -winkel beider Methoden für dieselbe Trennflächenschar

Nr.	Streichrichtung	Split-FX					Händische Kompassmessungen					Differenz	
		Einfallsrichtung		Einfallswinkel		n	Einfallsrichtung		Einfallswinkel		n	Einfallsrichtung	Einfallswinkel
1	N-S	269,0	10,1	86,0	1,5	3	272,6	10,6	84,3	4,4	7	3,6	1,7
2	NNE-SSE	60,0		83		1	68,0	5,4	73,2	12,7	4	8,0	9,8
3	W-E	3,2	9,0	86,8	1,5	4	3,1	9,1	71,9	18,3	7	0,1	14,9
4	SW-NE	141,0	6,9	77,3	5,8	4	131,0	6,8	82,9	5,7	7	10,0	5,6
5	SW-NE	130		70		1						-	-
6	SW-NE	149	0	36	8,5	2						-	-
7	NW-SE	31,0	7,8	86,9	2,6	4	44,7	17,0	76,3	8,0	7	13,7	10,6
8	NW-SE	44,3	22,8	50,0	15,7	4						-	-
9	NNE-SSW	114,7	11,1	32	9,6	3	110		42		1	4,7	10
10	ESE-WNW	27		48		1	22		65		1	5	7

4.7.2 Kluftdichte

Die Kluftdichten der vier Hauptklufrichtungen N-S, W-E, NE-SW, NW-SE wurden mit einer Scanline an den Aufschlusssegmenten 1, 2, 3 und 4 sowie anhand der Scandaten der Scansegmente 1 und 2 ermittelt. In N-S-Klufrichtung beträgt die Kluftdichte aus die Scandaten $0,20 \cdot \text{m}^{-1}$ und aus den Kompassmessungen $0,41 \text{ m}^{-1}$ (Tabelle 9), in W-E-Richtung $0,10 \text{ m}^{-1}$ und $0,26 \cdot \text{m}^{-1}$, in NE-SW $0,31 \text{ m}^{-1}$ und $0,72 \text{ m}^{-1}$ und in NW-SE-Richtung $0,39 \text{ m}^{-1}$ und $0,36 \text{ m}^{-1}$ (Betten, 2015). Die mittlere Kluftdichte der Scandaten liegt bei $0,25 \text{ m}^{-1}$ und der Kompassmessungen bei $0,44 \text{ m}^{-1}$.

Tabelle 9: Mit virtuellen Scanlines in Split-FX und im Aufschluss genommenen Scanlines ermittelte Kluftdichten für die vier Hauptkluftrichtungen N-S, W-E, NE-SW und NW-SE.

Hauptkluftrichtung	Split-FX (Scantag 1, 2) [1/m]	Kompassmessungen (Segment 1, 2, 3 und 4) [1/m]
N-S	0,20	0,41
W-E	0,10	0,26
NE-SW	0,31	0,72
NW-SE	0,39	0,36
Mittelwert	0,25	0,44
Standardabweichung	1,01	1,77

4.7.3 Kluftlänge

In Split-FX sind in der 3D-Punktwolke die Längen von 432 Trennflächen bestimmt worden. Anschließend wurden sie entsprechend der Orientierung ihrer Trennflächen den Hauptkluftrichtungen zugeordnet und in Klassen nach ihrer Größe sortiert (Abbildung 112). In N-S- und NW-SE-Richtung weisen die meisten Trennflächen Längen bis zu 2 m auf, in der W-E-Richtung bis zu 3,15 m und in NE-SW-Richtung bis zu 3,6 m (Betten, 2015). Der Scaling-Parameter variiert zwischen 1,147 für Trennflächen in W-E-Richtung und 1,973 für Trennflächen in NE-SW-Richtung.

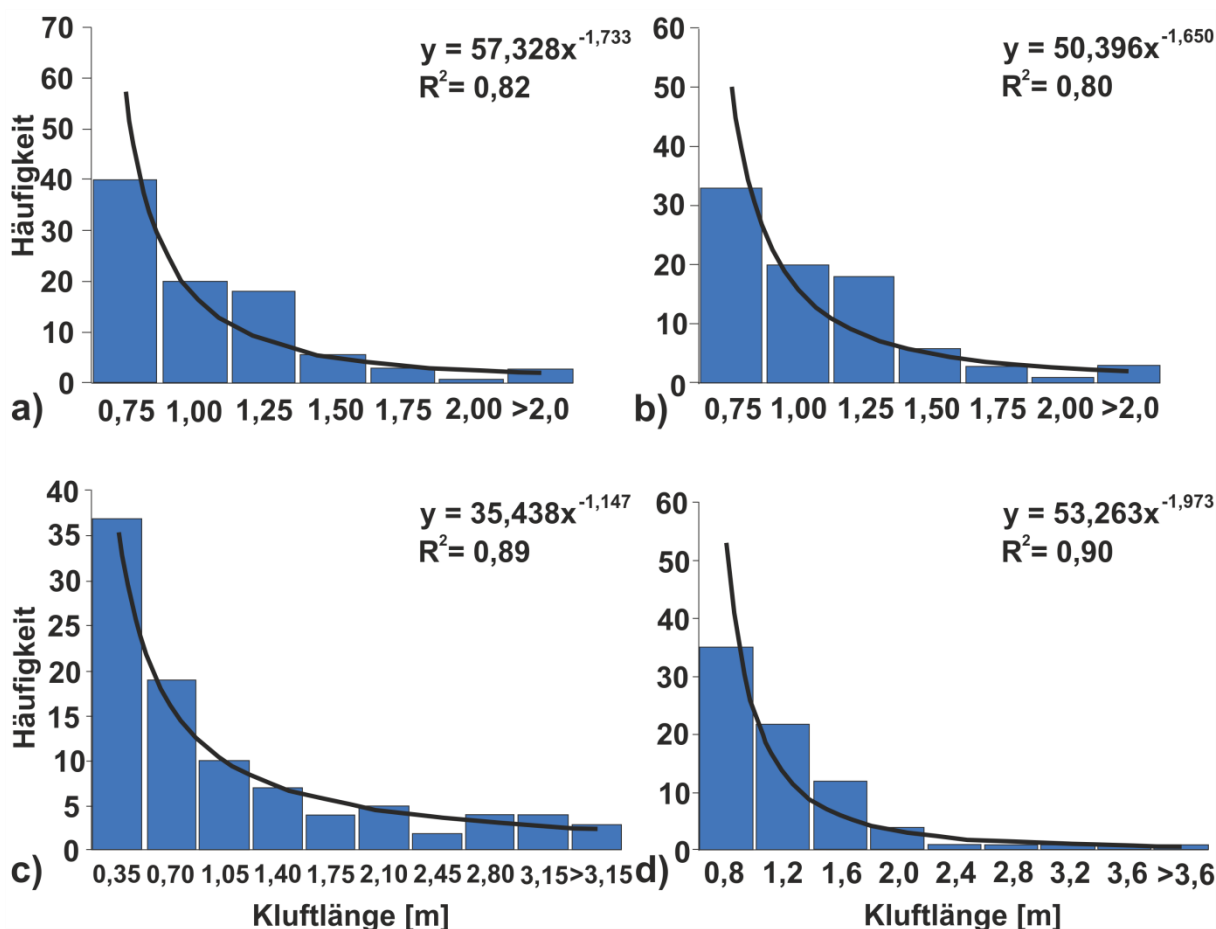


Abbildung 112: Histogramme der in Split-FX ermittelten Kluftlängen der vier Hauptkluftrichtungen a) N-S, b) NW-SE, c) W-E und d) NE-SW mit Angabe des Power Laws und dem darin enthaltenen Scaling Parameter.

4.7.4 Apertur

Es wurden in der Software Midland Valley Move3D (Move manual, 2011) Aperturen von 0,1 mm bis 3 mm gewählt.

4.7.5 Erstellung eines DFN-Modells mit Move3D

Für die Erstellung des DFN-Modells wurde die Software Midland Valley Move3D verwendet. Es wurde die stochastische Modellierung innerhalb eines vordefinierten Volumens eines dreidimensionalen Gitters von 50 m³ gewählt. Zunächst wurden die Eingabeparameter Intensität, Länge, Orientierung und Apertur für die hohe Trennflächenanzahl, die das Kluftnetzwerk aufweist, anhand von Intensitäts- und Verteilungsfunktionen definiert (Rogers et al., 2009). Dann wurden die Trennflächenschare mit den Eingabeparametern zunächst einzeln attribuiert (Abbildung 113) und schließlich auf das gesamte Modellvolumen angewendet (Abbildung 114, Betten, 2015).

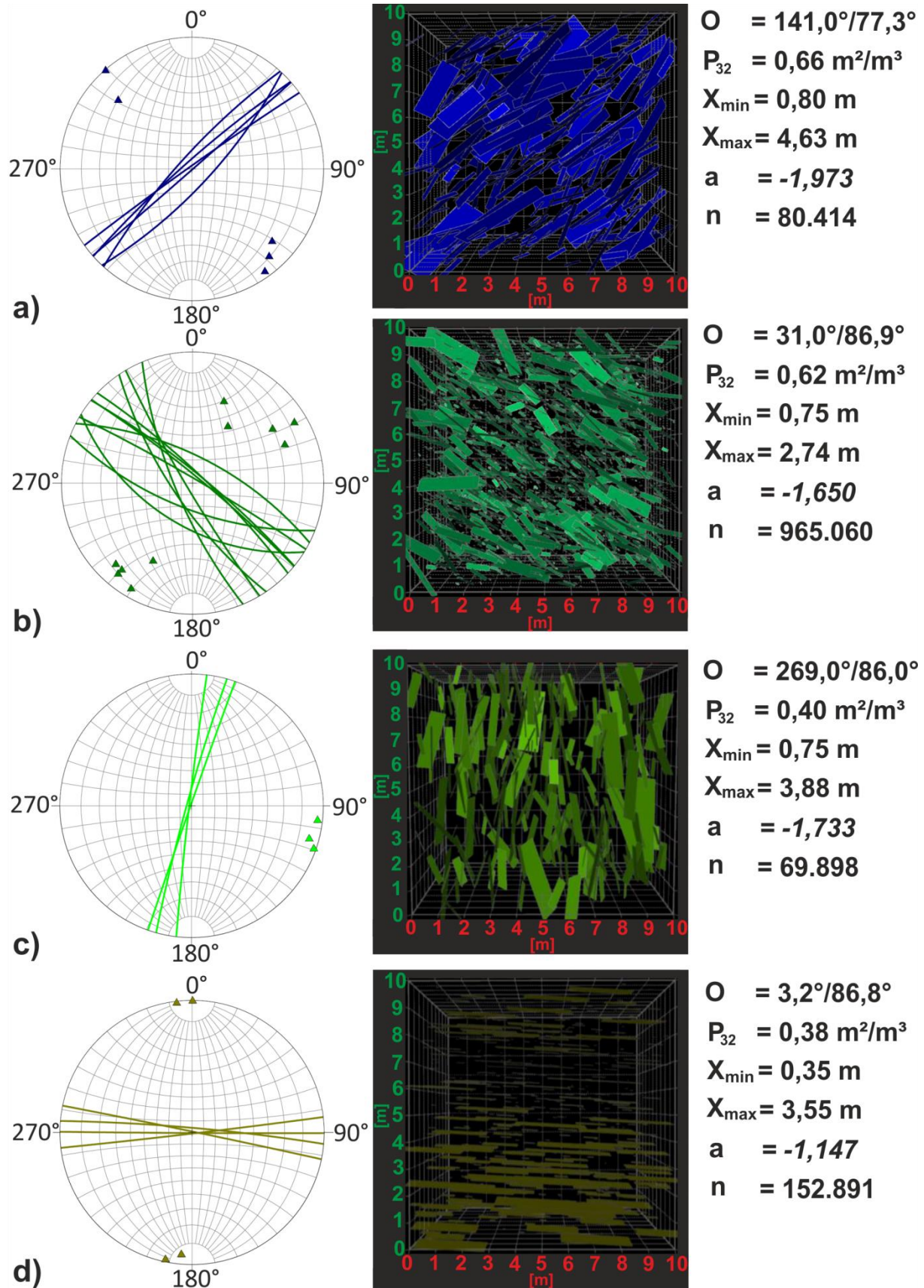


Abbildung 113: Stereoplots und im DFN modellierte diskrete Kluftflächen einzelner Trennflächenschare mit den Orientierungen a) SW-NE, b) NW-SE, c) N-S und d) E-W, und Angabe der Eingabeparameter. O = Mittlere Orientierung, P_{32} = Kluftintensität, X_{\min} = minimale Kluftlänge, X_{\max} = maximale Kluftlänge, a = Scalingparameter, n = Anzahl diskretisierter Kluftflächen

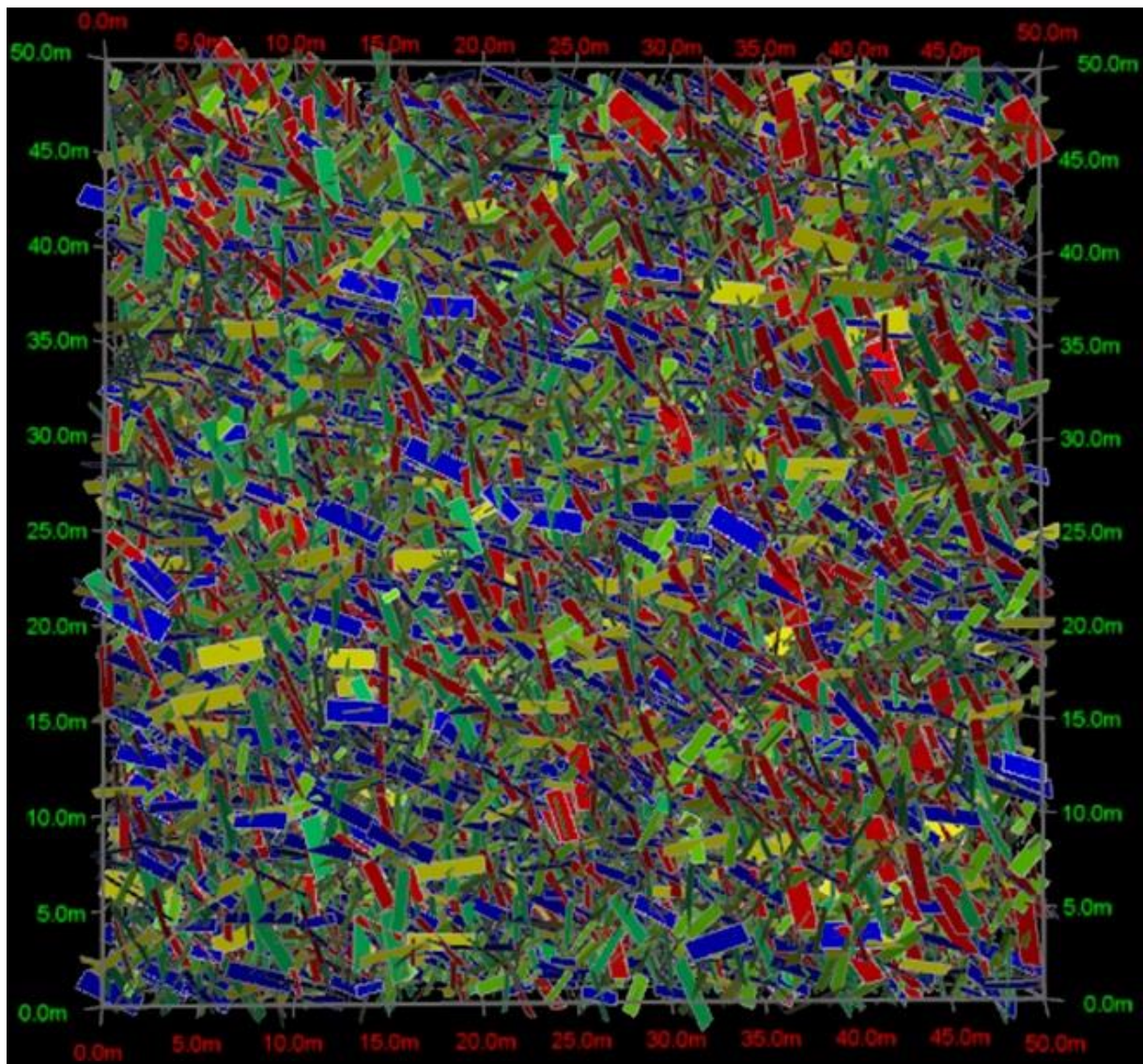


Abbildung 114: Auf das gesamte Modellvolumen angewendete DFN-Modell mit allen zehn unterschiedlichen Trennflächenscharen.

4.7.5.1 Permeabilitätsberechnung

Die im DFN-Modell berechnete Permeabilität ist in vertikaler Richtung am höchsten und schwankt zwischen $2,71 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$ mit einer minimalen Apertur und $6,18 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2$ mit einer maximalen Apertur (Abbildung 115).

	Minimale Apertur		Maximale Apertur	
Permeabilität	Minimal [m ²]	Maximal [m ²]	Minimal [m ²]	Maximal [m ²]
DFN	$6,08 \cdot 10^{-14}$	$2,87 \cdot 10^{-13}$	$1,29 \cdot 10^{-10}$	$6,36 \cdot 10^{-10}$
KXX	$3,72 \cdot 10^{-14}$	$2,25 \cdot 10^{-13}$	$4,94 \cdot 10^{-10}$	$4,32 \cdot 10^{-10}$
KYY	$2,29 \cdot 10^{-13}$	$1,19 \cdot 10^{-13}$	$6,78 \cdot 10^{-10}$	$4,18 \cdot 10^{-10}$
KZZ	$6,04 \cdot 10^{-13}$	$2,71 \cdot 10^{-13}$	$1,25 \cdot 10^{-10}$	$6,18 \cdot 10^{-10}$

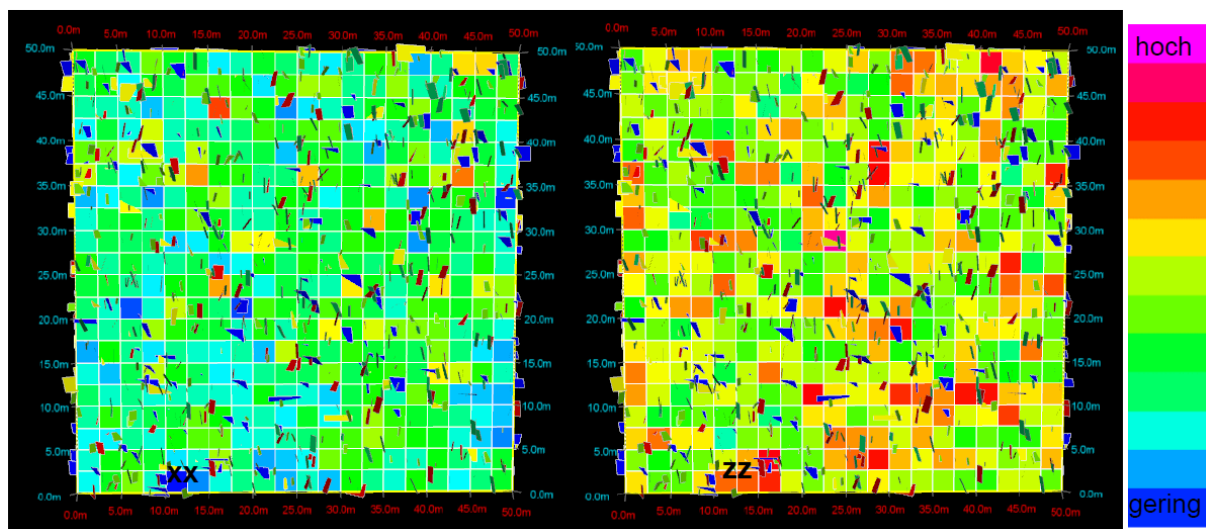


Abbildung 115: Permeabilitätsberechnung im DFN-Modell in horizontaler KXX-Richtung (links) und vertikaler KZZ-Richtung (rechts) und daraus ermittelte minimale und maximale Permeabilitäten für minimale und maximale Aperturen (oben)

Für eine Apertur von 0,1 mm liegt die Permeabilität für die Laserscan-Daten zwischen $1,20 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ und $4,57 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ und für die Kompassmessungen zwischen $1,09 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ und $4,48 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ (Tabelle 10). Für eine Apertur von 3 mm liegt die Permeabilität für die Laserscandaten zwischen $3,23 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ und $1,23 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$ und für die Kompassmessungen zwischen $2,95 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ und $1,21 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$.

Tabelle 10: Im DFN-Modell berechnete minimale und maximale Permeabilitäten von aus den Laserscandaten und den Kompassmessungen ermittelten Eingangsdaten für verschiedene Aperturen

Apertur [mm]	Laserscanning		Kompassmessung	
	Minimal [m ²]	Maximal [m ²]	Minimal [m ²]	Maximal [m ²]
0,1	$1,20 \cdot 10^{-16}$	$4,57 \cdot 10^{-16}$	$1,09 \cdot 10^{-16}$	$4,48 \cdot 10^{-16}$
0,5	$1,50 \cdot 10^{-14}$	$5,71 \cdot 10^{-14}$	$1,37 \cdot 10^{-14}$	$5,61 \cdot 10^{-14}$
1	$1,17 \cdot 10^{-13}$	$5,54 \cdot 10^{-13}$	$1,17 \cdot 10^{-13}$	$5,54 \cdot 10^{-13}$
1,5	$4,04 \cdot 10^{-13}$	$1,54 \cdot 10^{-12}$	$3,69 \cdot 10^{-13}$	$1,51 \cdot 10^{-12}$
2	$9,58 \cdot 10^{-13}$	$3,66 \cdot 10^{-12}$	$8,74 \cdot 10^{-13}$	$3,59 \cdot 10^{-12}$
3	$3,23 \cdot 10^{-12}$	$1,23 \cdot 10^{-11}$	$2,95 \cdot 10^{-12}$	$1,21 \cdot 10^{-11}$

Somit liegen für Aperturen zwischen 1 mm und 2 mm im DFN-Modell berechnete Durchlässigkeiten des in der Thallichtenberg-Formation abgescannten Aufschlusses in derselben Größenordnung wie Durchlässigkeiten, die aus Pumpversuchsdaten von Bohrungen ausgewertet wurden, die die Tholey-Schichten angetroffen haben (Abbildung 91).

4.8 3D-Strukturmodell

Das von der ÜWG erstellte 5 km³ große 3D-Seismikmodell, das als Explorationsmethode zur Erschließung der geothermischen Ressourcen des Permokarbons im Raum Groß-Gerau erstellt wurde (Abbildung 2a), wurde zunächst genutzt, um in GoCAD die Punktdatensätze von zehn stratigraphischen Horizonten des Permokarbons und jüngeren Einheiten sowie 70 Störungen als Flächen zu modellieren. Die Mächtigkeit eines Horizonts ergab sich jeweils aus der Differenz seiner Oberkante zur Oberkante des darunter liegenden Horizonts. Während 5 Horizonte stratigraphischen Einheiten des Tertiärs zugeordnet wurden, war die Abfolge des Permokarbons durch die anderen 5 tiefer liegenden Horizonte Top_Rotliegend, Top_Donnertsberg, Top_Basisvulkanit und Top_Karbon vertreten (Abbildung 116 - 120). Der tiefste Horizont Top_Basement wurde als Basis des Permokarbons interpretiert. Da die stratigraphischen Horizonte von den Raumlagen der Störungen abhängen, GoCAD die Flächen der stratigraphischen Horizonte selbst bei großen Versätzen als zusammenhängend darstellt und Versätze von stratigraphischen Horizonten entlang von Störungen nicht exakt mit den Störungsflächen übereinstimmen, wurden die Flächen der stratigraphischen Horizonte einzeln erstellt, von den Störungsflächen geschnitten und überlappende Bereiche händisch gelöscht. Außerdem kam es im Modell zur Überschneidung von stratigraphischen Horizonten. Um sicherzustellen, dass jeder Horizont eine Oberkante aufweist, wurde im Überlappungsbereich stets der untere stratigraphische Horizont händisch gelöscht. Von den 70 Störungen liegen 43 im Permokarbon und durchkreuzen mindestens zwei stratigraphische Horizonte. 7 Störungen durchkreuzen die komplette Abfolge des Permokarbons, von denen die westliche Grabenrandstörung den größten Versatz aufweist.

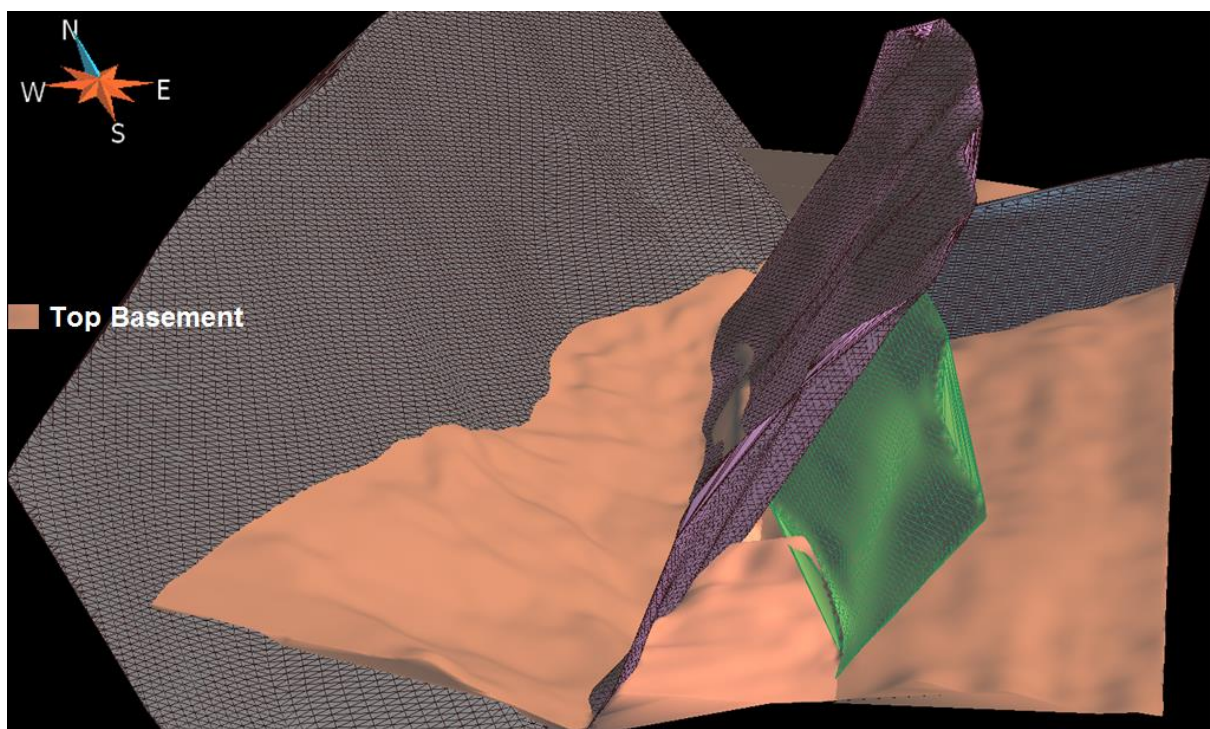


Abbildung 116: 3D-Strukturmodell des Permokarbons im Raum Groß-Gerau mit der modellierten Oberkante des stratigraphischen Horizonts „Top_Basement“ und vier das Permokarbon durchkreuzenden Störungen. Die graue Störung im Westen ist die westliche Grabenrandstörung des Oberrheingrabens. Die Modellgröße beträgt 5 km³. Die Eingangsdaten wurden von der ÜWG zur Verfügung gestellt.

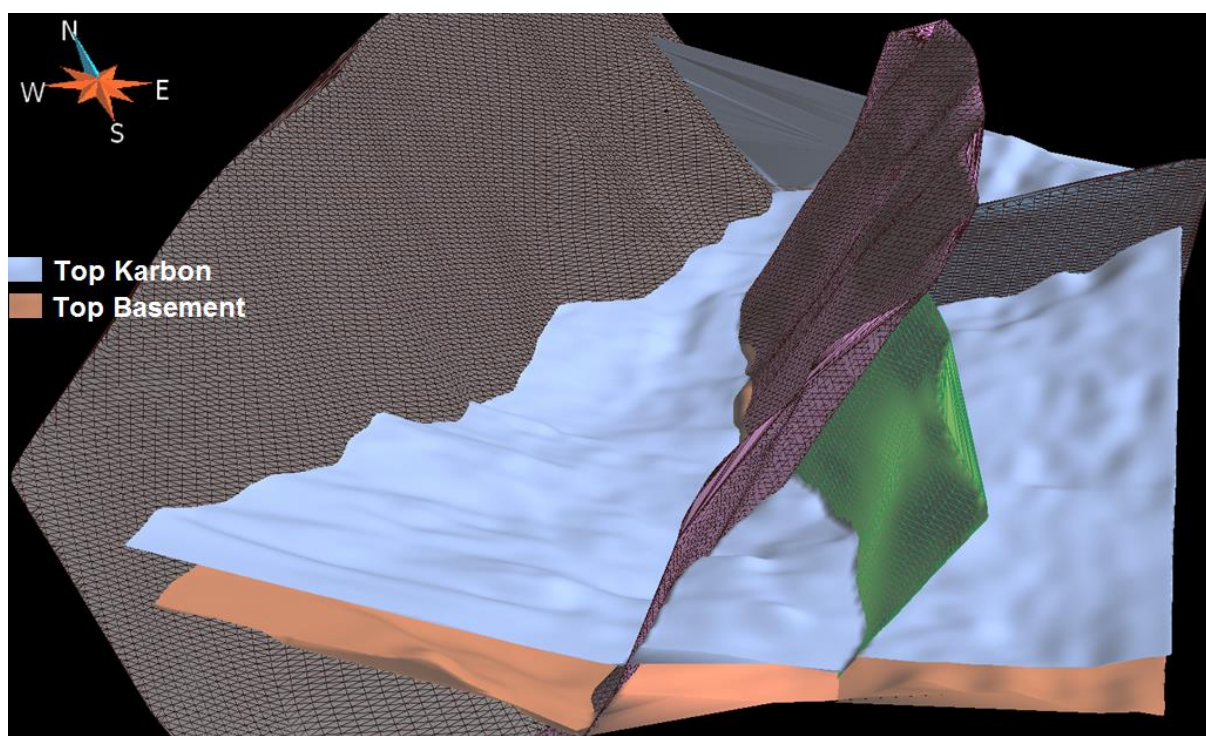


Abbildung 117: 3D-Strukturmodell des Permokarbons im Raum Groß-Gerau mit den modellierten Oberkanten der stratigraphischen Horizonte „Top_Basement“ und „Top_Karbon“ und vier das Permokarbon durchkreuzenden Störungen. Die Modellgröße beträgt 5 km³. Die Eingangsdaten wurden von der ÜWG zur Verfügung gestellt.

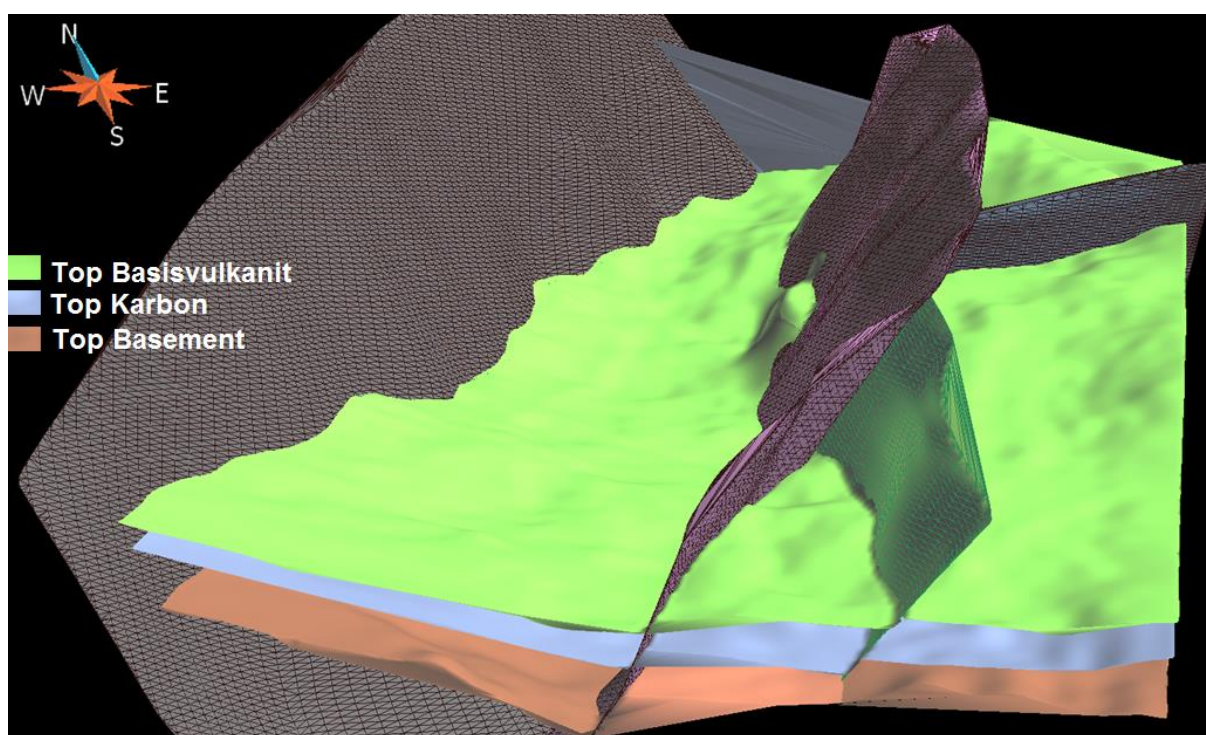


Abbildung 118: 3D-Strukturmodell des Permokarbons im Raum Groß-Gerau mit den modellierten Oberkanten der stratigraphischen Horizonte „Top_Basement“, „Top_Karbon“ und „Top_Basisvulkanit“ und vier das Permokarbon durchkreuzenden Störungen. Die Modellgröße beträgt 5 km³. Die Eingangsdaten wurden von der ÜWG zur Verfügung gestellt.

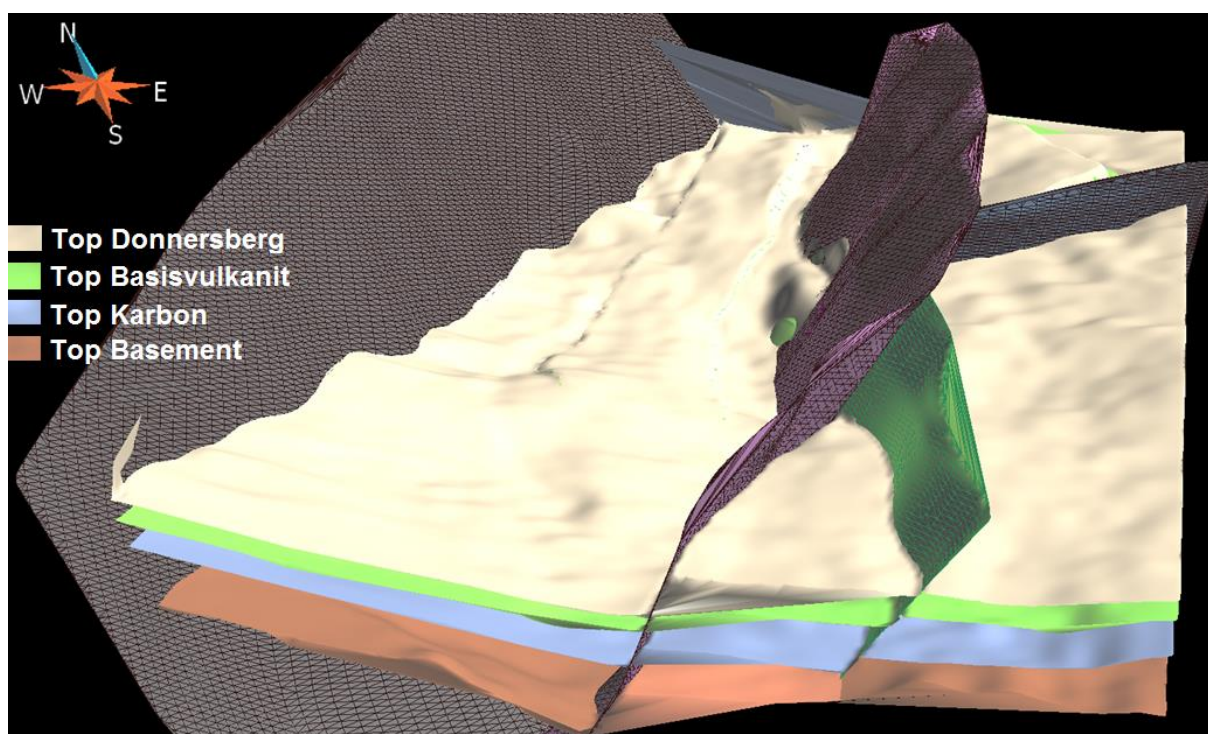


Abbildung 119: 3D-Strukturmodell des Permokarbons im Raum Groß-Gerau mit den modellierten Oberkanten der stratigraphischen Horizonte „Top_Basement“, „Top_Karbon“, „Top_Basisvulkanit“ und „Top_Donnnersberg“ und vier das Permokarbon durchkreuzenden Störungen. Die Modellgröße beträgt 5 km³. Die Eingangsdaten wurden von der ÜWG zur Verfügung gestellt.

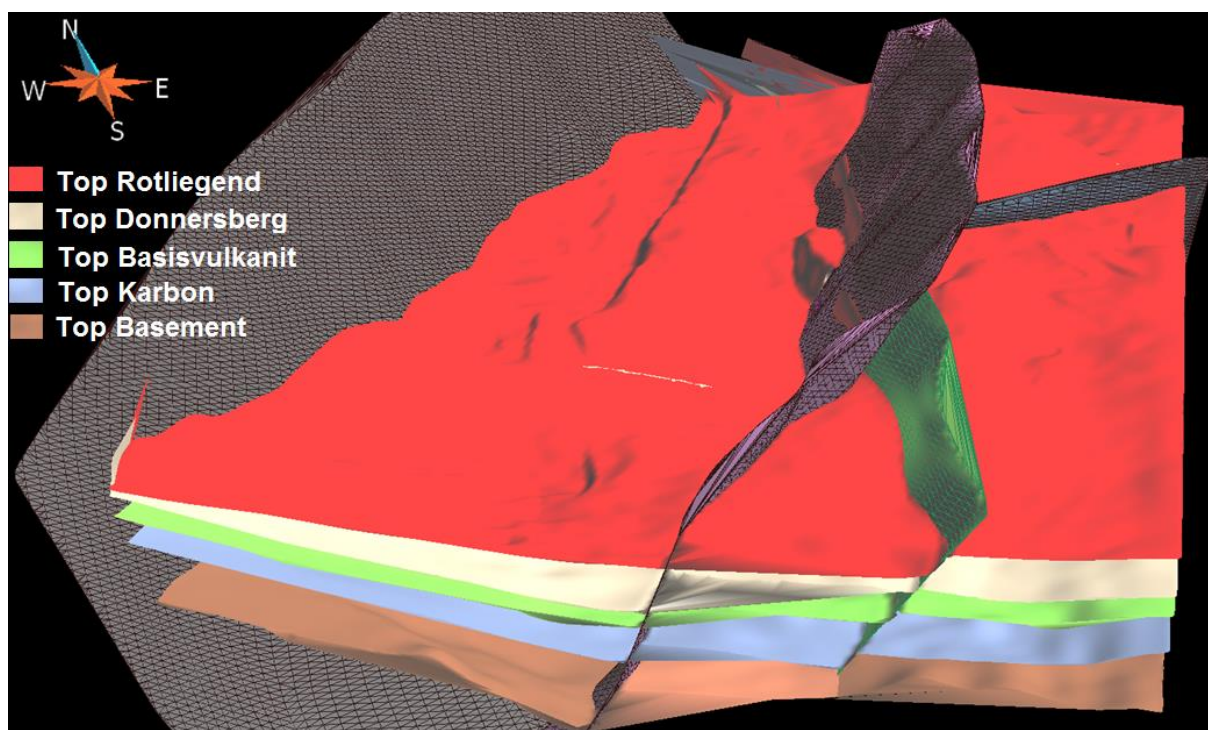
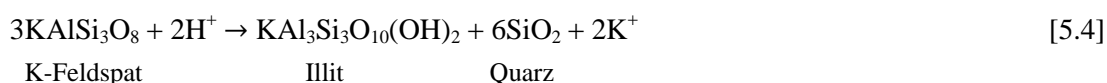


Abbildung 120: 3D-Strukturmodell des Permokarbons im Raum Groß-Gerau mit den modellierten Oberkanten der stratigraphischen Horizonte „Top_Basement“, „Top_Karbon“, „Top_Basisvulkanit“, „Top_Donnnersberg“ und „Top_Rotliegend“ und vier das Permokarbon durchkreuzenden Störungen. Die Modellgröße beträgt 5 km³. Die Eingangsdaten wurden von der ÜWG zur Verfügung gestellt.

Die Ergebnisse in den Arbeitspaketen Thermofazies und Gebirgsdurchlässigkeiten lassen darauf schließen, dass die Kreuznach-, Wadern- und obere Donnersberg-Formation die besten Reservoireigenschaften aufweisen. Die Kreuznach-Formation liegt innerhalb des stratigraphischen Horizonts „Top_Rotliegend“, der etwa 600 m mächtig ist und dessen Oberkante in einer maximalen Tiefe von 2.770 m liegt. Dort herrschen unter Berücksichtigung eines geothermischen Gradienten von $5,1\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$ Reservoirtemperaturen von $141\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $163\text{ }^{\circ}\text{C}$ vor. Die obere Donnersberg- und Wadern-Formation liegt innerhalb des stratigraphischen Horizonts „Top_Donnersberg“, der zwischen 270 m und 370 m mächtig ist und dessen Oberkante in einer maximalen Tiefe von 3.320 m liegt. Die berechneten Reservoirtemperaturen in diesem Horizont betragen $163\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $175\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Zeitliche Abfolge der Bildung der Zementationsarten

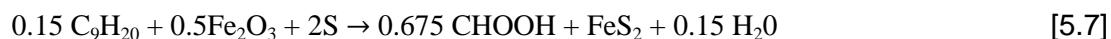
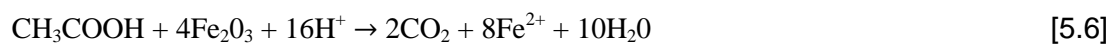
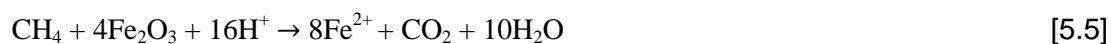
Die Bildung von I-Typ-Sandsteinen (Sandsteine mit illitischen Plättchen an Kornoberflächen, Abbildung 76 IIIa) wird auf die Infiltration von Tonmineralen in der frühen Diagenese zurückgeführt (Crone, 1975; Matlack et al., 1989; Scheffer und Schachtschabel, 1992). Die häufigsten Tonminerale sind Verwitterungsprodukte von Feldspäten, Pyroxenen, Amphibolen und Siliziumoxiden wie Smektit und Kaolinit, Illit und Vermiculit (Deer et al., 1992; Velde, 1995; Worden und Morad, 2003; Hasner, 2004). Wesentliche tonmineralbildende Prozesse während der frühen Diagenese sind die Umwandlung von Albit zu Kaolinit [5.1], Anorthit zu Kaolinit [5.2] (Worden und Morad, 2003) und Kalifeldspat zu Kaolinit [5.3] und Illit [5.4] (Worden und Morad, 2000).



Die Bildung des H-Typ-Sandsteins (Sandsteine mit hämatitreichen Kutanen auf Kornoberflächen) wird auf die Alteration instabiler eisenreicher Minerale wie Pyroxen, Hornblende und Biotit in der frühen Diagenese zurückgeführt (van Houten, 1973; Larson und Walker, 1975; Walker, 1976; Turner, 1980). Für eine intensive Rotfärbung von Böden und die Bildung von hämatitischem Zement muss die Oberfläche für eine längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt sein (Folk, 1976; Turner 1980). In natürlichen Wässern kommt es unter oxidierenden Bedingungen zur Ausfällung von Eisen, wenn in Porenfluiden das Löslichkeitsprodukt von Stabilitätsfeldern aus Redoxpotenzial und pH-Wert überschritten wird. Während ein geringer Teil des freiwerdenden Eisens in neugebildete Tonminerale eingebaut wird, wird der Großteil als geringkristallines oder amorphes Eisenhydroxid ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) abgegeben. Im oberflächennahen Bereich fallen Fe^{3+} -Ionen aufgrund ihrer schlechten Löslichkeit als Ferrihydrit ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) und Goethit ($\alpha\text{-FeOOH}$) aus (Turner 1980; Scheffer und Schachtschabel, 1992; Langmuir, 1997), die auf den negativ geladenen Tonmineraloberflächen absorbiert werden (Stumm, 1992). Goethit ist gelbbraun und bildet sich unter schwach konzentrierten Bedingungen während der frühen Hydrolyse von eisenhaltigen Komponenten (Scheffer und Schachtschabel, 1992), während Ferrihydrit gering kristallin ist und sich während schneller Hydrolyse bildet (Hasner, 2004). Hämatit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) bildet sich aus Ferrihydrit und Goethit während der Dehydratation (Walker, 1967; van Houten, 1973; Larson und Walker, 1975; Walker, 1976; Turner, 1980; Metcalfe et al., 1994). Syntaxiale Anwachsäume von Hämatit entstehen durch ein senkrecht Wachstum größerer Kristalle von bis zu mehreren $10\text{er } \mu\text{m}$ zur Kornoberfläche (Turner, 1980). Die Substitution von Goethit zu Hämatit, während der die Morphologie und Größe der Kristalle erhalten bleibt, beginnt zwischen $56\text{ }^\circ\text{C}$ und $75\text{ }^\circ\text{C}$ und nimmt mit zunehmender Tiefe und Temperatur zu (Weibel, 1999). Bei einer Temperatur von $105\text{ }^\circ\text{C}$ ist die Substitution abgeschlossen und nur Hämatit bleibt erhalten.

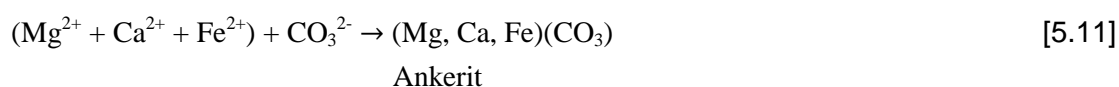
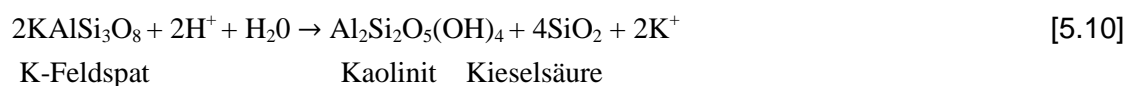
Die Daten zeigen, dass H-Typ-Sandsteine von Aufschluss- und Reservoirproben die höchsten Porositäten und Permeabilitäten (Abbildung 77a, Abbildung 78a), die höchsten intergranularen Porositäten (Abbildung 79a,c) und die geringsten Illitgehalte (Abbildung 80a, Abbildung 81a) aufweisen. Daher können die den H-Typ bildenden Hämatitkutane als Schutz gegen Präzipitierung von Zement, Kompaktion und Illitisierung während der Versenkung interpretiert werden. Die bevorzugte Bildung von Hämatitkutanen unter äolischen Ablagerungsbedingungen (Abbildung 82) wird als Grund für die erhöhten Porositäten und Permeabilitäten von beprobten äolischen Reservoirsandsteinen gesehen (Abbildung 50, Abbildung 51). Daher wird ein wichtiger Einfluss auf die Reservoirqualität im Ablagerungsmilieu und dessen Einfluss auf frühdiagenetische Prozesse und insbesondere in der Ausbildung des H-Typ-Sandsteins gesehen. Im Norddeutschen Becken werden ebenfalls eodiagenetische Hämatitkutane auf Kornoberflächen für die Erhaltung hoher Porositäten in große Tiefen während der Versenkung verantwortlich gemacht (Ehrenberg, 1993; Cord, 1994; Gaupp, 1996). In der Erdgasexploration weisen äolisch abgelagerte Sandsteine aufgrund der Hämatit-Tonmineralkutane meist gute Speichereigenschaften auf und sind ein begehrtes Explorationsziel (Walzebuck, 1993). Im Elbe-Weser-Gebiet reichen die guten Speicherqualitäten äolischer Sandsteine bis in Tiefen von 5.000 m (Bandlowa, 1998).

Weiterhin zeigen die Daten, dass die Sandsteine entweder den H-Typ oder den IL-Typ (Sandsteine mit porenfüllendem illitischen Zement, Abbildung 76 IIIa), K-Typ (Sandsteine mit kaolinitischem Zement, Abbildung 76 IVa) sowie B-Typ (Sandsteine mit Bitumenzement, Abbildung 76 IVa) aufweisen, die in Reservoirtiefe durch geringe Porositäten und Permeabilitäten gekennzeichnet sind (Abbildung 78b, Abbildung 79c). Die Beobachtung lässt vermuten, dass der H-Typ von diagenetischen Prozessen, die zur Bildung der IL-, K- und B-Typen geführt haben, gelöst und von diesen ersetzt wurde (Abbildung 121). Die Bildung des IL-, K- und B-Typs wird mit organischen Prozessen in der späten Diagenese in Verbindung gebracht. Für die Reduzierung von Eisenoxiden und Bleichung von Sandsteinen werden kohlenwasserstoffhaltige Fluide [5.5] (Chan et al., 2000 und Parry et al., 2004; Garden et al., 2001; McCollom und Seewald, 2003; Schöner, 2006) und organische Säuren [5.6] (Chan et al., 2000; Kharaka et al., 1986; Muchez et al., 1992) verantwortlich gemacht.



Des Weiteren kann Hämatit von sulfathaltigen Kohlenwasserstoffen zu Pyrit [5.7] reduziert werden (Surdam et al., 1993). Andere Reaktionen, die zur Reduzierung von Hämatit führen, sind die bakterielle Sulfatreduktion (Machel, 2001) sowie die Interaktion von Hämatit mit H_2S oder SO_2 -angereicherten CO_2 -Fluiden (Palandri und Kharaka, 2005, Chan et al., 2000).

Die Bildung des IL-Typ-Sandsteins hängt von der Verfügbarkeit von K^+ -Ionen im Porenwasser ab, die durch die Lösung von Kalifeldspat zur Verfügung gestellt werden können [5.8 - 5.11] (Emery et al., 1993 und Surdam et al. 1984; Gaupp et al. 1993; Cookenboo and Bustin 1999; Barclay and Worden 2000; Thyne, 2001). Porenfüllender Illit wird in säurehaltigen CO_2 -haltigen Porenfluiden während der frühen Phase der Ölbildung gebildet (Emery et al., 1993). Nach Schöner (2006) ist die Bildung und das Wachstum von Illit am intensivsten, wenn ein hydraulischer Kontakt als natürliche Quelle von CO_2 zu einem Erdölmuttergestein vorhanden ist.



Die Bildung des K-Typ-Sandsteins wird auf kohlenwasserstoffreiche Porenwässer durch die Lösung von Kalifeldspat (Emery et al., 1993; Worden und Barclay, 2000) in tief versenkten

Sandsteinen in der unmittelbaren Umgebung von stratigraphischen und strukturellen Grenzen zu Erdölmuttergesteinen (Gaupp 1996) zurückgeführt [5.8 – 5.10] (Emery et al., 1993). Die Bildung des B-Typ-Sandsteins wird auf eine ehemalige Füllung des Porenraums mit Erdöl zurückgeführt (Gaupp, 1996; Schöner, 2006). Als Ausgangspunkt dieser Fluide können dem Permokarbon unterlagernde karbonische Kohleflöze (Littke et al., 1996) und Erdölmuttergesteine (Straub, 1962; Plein, 1993) verantwortlich gemacht werden, die aus der Umwandlung von organikhaltigen Sedimenten entstanden sind (Hood et al., 1975).

Zudem dient der Eintrag CO₂-reicher Wässer als externe Quelle für die Bildung von Kieselsäure [5.10] (Worden und Barcley, 2000), die die Porosität und Permeabilität der von der Kontamination CO₂-reicher Fluide betroffener Reservoirsandsteine zusätzlich stark reduzieren konnte (Worden und Morad, 2000; Bjørkum, 1996). Die Quarzzementierung findet synchron mit dem Eintrag von Erdöl sowie der Bildung von Kaolinit [5.10] und Ankerit [5.11] und der Lösung von K-Feldspat statt (Emery et al., 1993). Im Zuge der Kontaminierung des Porenraums mit CO₂-reichen Wässern nehmen die Tonmineralreaktionen in wasserbenetzten Sandsteinen ab und werden in ölbenetzten Sandsteinen komplett eingestellt (Worden und Morad, 2003). Aus diesem Grund ist die Bleichung von Sandsteinen, die Illit- und Kaolinitbildung und die Imprägnierung mit Bitumen eng miteinander verknüpft und geschieht nacheinander (Schöner, 2006). Daher wird der stärkste und vernichtenste Einfluss auf die Reservoirqualität in späten diagenetischen Prozessen gesehen.

Flächendeckende Bleichung von Sandsteinen der Glan-Subgruppe

Die Beobachtung, dass Sandsteine von Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken und aus Reservoirtiefe aus der Glan-Subgruppe und der Donnersberg-Formation den IL- und B-Typ aufweisen und fast keinen H-Typ (Abbildung 83), lässt vermuten, dass im Perm eine Migration von kohlenwasserstoffhaltigen Fluiden in diese Formationen stattgefunden und zu einer Bleichung der Sandsteine geführt hat. Entgegen der Annahme, dass die Bleichung von Sandsteinen auf die Nähe von Störungszonen begrenzt ist (Foxford et al., 1996; Beitler et al., 2003; Schöner, 2006), lassen die Ergebnisse Rückschlüsse auf eine beckenweite Migration zu, die entweder durch die Gesteinsmatrix geschah, wie bei der Ölmigration üblich (Bjørlykke, 2010; Fang et al., 2010), oder als Folge einer sich von Störungen wegbewegenden progressiven Bleichungsfront. In den überlagernden Wadern-, Sponheim- und Kreuznach-Formation lässt das Auftreten von H-Typ-Sandsteinen (Abbildung 83) vermuten, dass in diesen Formationen eine Kontamination mit kohlenwasserstoffhaltigen Fluiden ausgeblieben ist. Ein möglicher Grund für die Abwesenheit von Kohlenwasserstoffen in den oberen stratigraphischen Einheiten des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken könnte in einer Abnahme der CO₂- und CH₄-Fluidkonzentration während der Migration liegen. Die Mächtigkeiten der Glan-Subgruppe und Donnersberg-Formation betragen bis zu 3.200 m (Stollhofen, 1998; Boy, 2005) und könnten somit eine zu lange vertikale Distanz von den karbonischen Kohlenwasserstoffquellen dargestellt haben. Ein weiterer Grund könnte das Ende der Syn-Riftphase in der Übergangsphase von der oberen Donnersberg-, Wadern- und Sponheim-Formation (Henk, 1992) gewesen sein. Zu Beginn der Post-Riftphase könnte die Bildung von neuen an das Riftsystem gebundenen Störungszonen ausgeblieben und somit

Aufstiegswege für kohlenwasserstoffhaltige Fluide geschlossen worden sein. Ein dritter Grund könnten die hunderte Meter mächtigen dichten Vulkanite der Donnersberg-Formation (Lippolt et al., 1990; Stollhofen, 1994b) darstellen, die als Barriere für migrierende kohlenwasserstoffhaltige Fluide gewirkt haben könnten.

Das Auftreten von H-Typ-Sandsteinen in den Moret- und Langen-Schichten sowie den Schöneck- und Bleichenbach-Schichten (Abbildung 83) sowie in Ost- und Nordost-Hessen (Abbildung 84) beprobten Bohrungen lässt auf eine Abwesenheit von kohlenwasserstoffhaltigen Fluiden im Sprendlinger Horst, der Wetterau sowie östlich und nordöstlich der Wetterau schließen. Der Grund wird in der Abwesenheit von unterlagernden karbonischen Sedimenten gesehen. Nach Müller (1996) endete das karbonische Ausbreitungsgebiet westlich des Sprendlinger Horstes (Abbildung 11a).

Erosion und Hebung

Aufgrund der post-permokarbonischen Erosionsphasen im Perm, zwischen Buntsandstein und Jura sowie dem unteren Miozän bis Eozän und dem daraus resultierenden Mächtigkeitsverlust von bis zu 2.450 m (Henk, 1992) wurde die restliche permokarbonische Abfolge, die um diese Beträge abgesenkt wurde, exhumiert. Reduzierende Druckbedingungen während der Hebung und der Austausch von Formationswässern durch meteorische Wässer in den ersten 10 m unter Geländeoberkante (Worden und Morad, 2003) könnten zu einer Entfestigung und Dekompaktion der aktuell aufschlussbildenden Sandsteine geführt haben, die als Ursache für die erhöhten Intergranularvolumen und erhöhten Matrixporositäten- und Permeabilitäten von B-, K- und IL-Typ-Sandsteinen (Abbildung 77a) gesehen wird. In Aufschlussanalogstudien muss daher der Einfluss der Exhumierung auf die petrophysikalischen Eigenschaften von Sandsteinen im Aufschluss stets berücksichtigt werden.

Absenkung des Oberrheingrabens

Wo der eozäne Oberrheingraben das variszische Molassebecken kreuzt (Teichmüller und Teichmüller, 1979; Ziegler, 1992, 2004; Ziegler et al., 2004), kam es im Oligozän und Eozän schließlich zu einer zweiten Diagenese des Permokarbons. Es ist anzunehmen, dass nur H-Typ-Sandsteine, die ihre während der ersten Diagenese gebildeten Hämatitkutane als Schutz vor Zementation, Kompaktion und Illitisierung behielten, ihre hohen Porositäten und Permeabilitäten während der zweiten Diagenese, der Absenkung des Oberrheingrabens, in größere Tiefen beibehalten konnten (Abbildung 78a). B- und IL-Typ-Sandsteine, die während der ersten Diagenese von der Kontamination kohlenwasserstoffhaltiger Fluide betroffen waren und somit ihre schützenden Hämatitkutane verloren, erfuhren dagegen während der zweiten Diagenese eine deutliche Porositäts- und Permeabilitätsabnahme (Abbildung 78b, Abbildung 79c). Die niedrigen Porositäten und Permeabilitäten von fluviatilen Sandsteinen im Reservoir (Abbildung 51) könnten darauf zurückzuführen sein, dass fluviatile Ablagerungsbedingungen nur in der Glan-Subgruppe vorherrschten, die flächendeckend von der Kontamination kohlenwasserstoffhaltiger Fluide betroffen zu sein schien. Die niedrigen

Porositäten und Permeabilitäten von C-, D- und I-Typ-Sandsteinen (Abbildung 77a) wurden während der zweiten Diagenese (Abbildung 78a) noch weiter reduziert.

Absenkungsdiagramm

Ein aus den vorliegenden Ergebnissen abgeleitetes Absenkungsdiagramm weist darauf hin, dass der Aufstieg von Öl und kohlenwasserstoffhaltigen Fluiden aus karbonischen Erdölmuttergesteinen (Plein, 1993; Littke, 1996) an die Riftphase und die Bildung extensionsbedingter Störungen gebunden war und zur Lösung des fröhdiagenetisch gebildeten H-Typs in der vorvulkanischen Syn-Riftphase (Glan-Subgruppe) und vulkanischen Syn-Riftphase (Donnersberg-Formation der Nahe-Subgruppe) geführt hat, während die Kontamination von Öl und kohlenwasserstoffhaltiger Fluide in der Post-Riftphase (obere Glan-Subgruppe) ausblieb und der H-Typ dort erhalten geblieben ist (Abbildung 121).

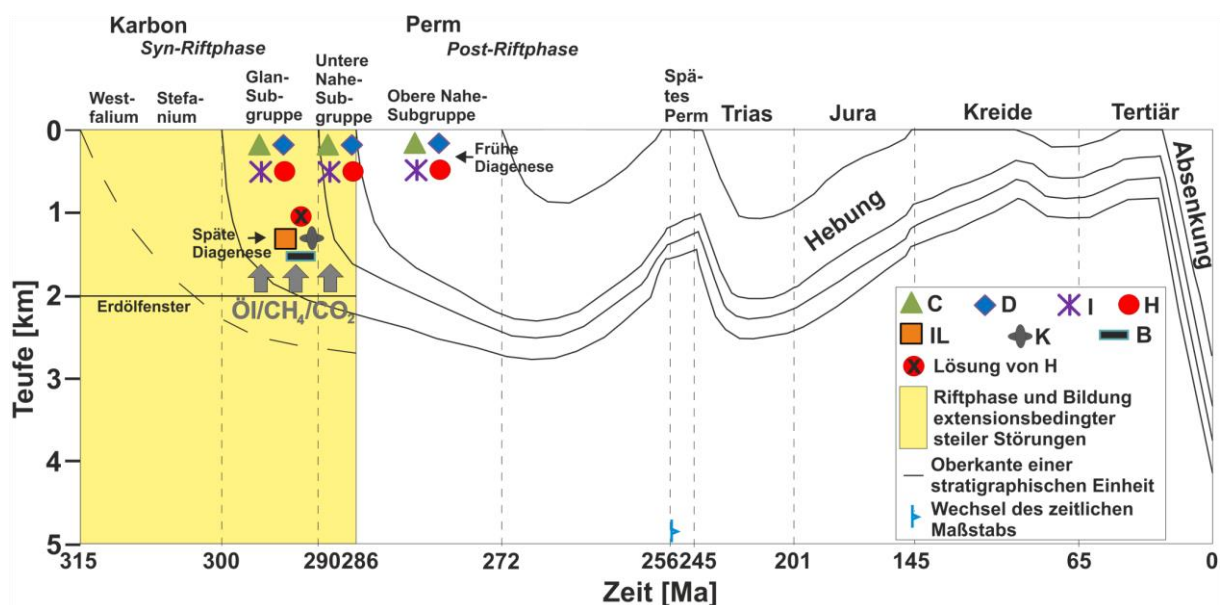


Abbildung 121: Absenkungsdiagramm für den nördlichen Oberrheingraben des Karbons, der vorvulkanischen Syn-Riftphase (Glan-Subgruppe), vulkanischen Syn-Riftphase (Donnersberg-Formation) und Post-Riftphase (Obere Nahe-Subgruppe) von ihrer Absenkung nach der Ablagerung, über die Exhumierung bzw. Hebung im Perm, vom Buntsandstein bis in den Jura und im Tertiär bis zur zweiten Absenkung durch die Bildung des Oberrheingrabens mit Angabe der Bildung von Zementationsarten in der frühen und späten Diagenese. Die heutigen Teufenlagen der Oberkanten wurden aus dem Kapitel „3D-Strukturmodell“ übernommen.

Die Ergebnisse legen nahe, dass die Zementationsart und somit die petrophysikalischen Eigenschaften im Reservoir in erster Linie von diagenetischen Prozessen im Perm (Abbildung 83, Abbildung 84) kontrolliert wurden, die schließlich in hohem Maße die Prozesse beeinflussten, die mit der Absenkung des Oberrheingrabens zusammenhängen (z. B. Teichmüller und Teichmüller, 1979; Pribnow und Schellschmidt, 2000). Die Anwendbarkeit von Aufschlussanalogstudien für Grabensysteme, in denen die Vergleichbarkeit von Kennwerten vor und nach der Grabenbildung, also vor und nach der zweiten Diagenese, angestrebt wird, ließe sich dadurch bestätigen (Aretz et al., 2015) und die bisherige Verständnislücke in der Vergleichbarkeit petrophysikalischer Kennwerte aus dem Reservoir und dessen Aufschlussanalog (Howell et al., 2014) schließen. Die Erhöhung

der Temperatur im Reservoir in für hydrothermale Zwecke relevante Bereiche (Abbildung 4) ist natürlich auf die Absenkung des Oberrheingrabens zurückzuführen (Teichmüller und Teichmüller, 1979).

Einfluss der Ablagerungstypen auf petrophysikalische Eigenschaften früh gebildeter Zementationsarten

Unter den H-Typ-Sandsteinen von Aufschluss- und Reservoirproben weisen die äolischen H-Typ-Sandsteine die höchsten Porositäten und Permeabilitäten (Abbildung 77a,b, Abbildung 78a,b), das höchste Intergranularvolumen (Abbildung 79a,b,c,d), die geringsten Illitgehalte (Abbildung 80a,b, Abbildung 81a,b) und die höchsten Quarzgehalte im Reservoir (Abbildung 63) auf. Die teils geringen Porositäten und Permeabilitäten von äolischen H-Typ-Sandsteinen (Abbildung 77a,b) könnte an deren erhöhten Gesteinsfragmentanteil liegen (Abbildung 49a), da gesteinsfragmentreiche Sandsteine ihre Porosität verstärkt durch mechanische Kompaktion verlieren (Worden et al., 1997, Molenaar et al., 2015). Die reduzierten Porositäten von alluvialen H-Typ-Sandsteinen aus dem Reservoir (Abbildung 78a,b) könnten auf die erhöhten Feldspat- und Gesteinsfragmentanteile zurückgeführt werden (Abbildung 49b). Die reduzierten Porositäten und Permeabilitäten von fluviatilen H-Typ-Sandsteinen im Sprendlinger Horst und in der Wetterau (Abbildung 77a,b) könnten ebenfalls an deren erhöhtem Feldspatgehalt liegen (Abbildung 49a). Unter Playa-Bedingungen abgelagerte H-Typ-Sandsteine weisen zwar auch bei hohen Feldspatgehalten kein Illit im Porenraum (Abbildung 80a,b) auf, ihre dennoch reduzierten Porositäten (Abbildung 50) könnten auf ihre geringe Korngröße (Abbildung 48 A2, A3) zurückgeführt werden (Abbildung 54, Abbildung 55). Im Ablagerungsmilieu und seinem Einfluss auf frühdiagenetische Prozesse sowie in der Ausbildung frühdiagenetischer Zementationsarten, insbesondere des H-Typs, wird demnach der zweitwichtigste Einfluss auf die Reservoirqualität gesehen. Die hohen Intergranularvolumen und geringen Porositäten und Permeabilitäten von C- und D-Typ-Sandsteinen von Aufschlüssen (Abbildung 79a) und aus dem Reservoir (Abbildung 79c) könnten darin begründet sein, dass die Zementierung von Kalzit und Dolomit in der frühesten Diagenese geschah (Kohlhepp, 2013), als das Sediment noch seine ursprüngliche Porosität aufwies (Houseknecht, 1988). Daher scheinen C- und D-Typ-Sandsteine während der Versenkung kompaktionshemmend gewirkt zu haben. Die geringen Porositäten der im Wesentlichen aus C- und D-Typen aufgebauten alluvialen Sandsteine des Sprendlinger Horsts (Abbildung 77a) könnten darüber hinaus mit deren erhöhten Gesteinsfragmentanteil (Abbildung 49a) erklärt werden.

Porositäts-Permeabilitäts-Teufenbeziehungen verschiedener Ablagerungstypen

Die abnehmenden Porositäts- und Permeabilitäts-Teufenbeziehungen fluviatiler Sandsteine (Abbildung 68, Abbildung 69) könnte erstens darin begründet sein, dass die mäandrisch-fluviatilen Sandsteine inhomogen sortiert sind und Feinklastika beinhalten (Abbildung 48 F2, F3), die durch geringe Porositäten und Permeabilitäten im Aufschluss (Abbildung 54) und Reservoir (Abbildung 55) gekennzeichnet sind. Zweitens wurde die fast ausschließlich aus fluviatilen Sandsteinen bestehende Glan-Subgruppe (Abbildung 14) mit Öl und kohlenstoffhaltigen Wässern kontaminiert (Abbildung 82, Abbildung 83), die als

Reduktionsmittel für die typischerweise stark oxidierten fluviatilen Sedimente (Bjørlykke, 1996) dienen, was drittens noch eine verstärkte Illitisierung durch deren erhöhtem K-Feldspatgehalt hervorrief (Perry and Hower, 1972; Sass et al., 1987; Bjørlykke, 1996; Rossi et al., 2002; Worden und Morad, 2003, Abbildung 65a,b).

Die gleichbleibenden Porositäts- und Permeabilitäts-Teufenbeziehungen äolischer Sandsteine (Abbildung 72, Abbildung 73) wird auf die bevorzugte Bildung des H-Typs unter äolischen Ablagerungsbedingungen und somit die Erhaltung der Porosität und Permeabilität auch in größeren Tiefen zurückgeführt (Abbildung 82). Die abnehmende Porositäts-Teufenbeziehung alluvialer Sandsteine (Abbildung 70) könnte durch deren erhöhte Gesteinsfragmentanteile (Abbildung 65a) zu erklären sein. Die jedoch gleichbleibende Permeabilitäts-Teufenbeziehung alluvialer Sandsteine (Abbildung 71) könnte in Verbindung stehen mit dem während der Ablagerung hohen Oxidationsgrad in den Fächersedimenten (Bjørlykke, 1996), der in 30 % der beprobten alluvialen Sandsteine zur Ausbildung des H-Typs (Abbildung 82) führte. Die abnehmenden Porositäts- und Permeabilitäts-Teufenbeziehungen von Playa-Sandsteinen (Abbildung 74, Abbildung 75) wird auf die geringe Korngröße zurückgeführt (Abbildung 48 A1,A2) und die teufenunabhängigen geringen Porositäten und Permeabilitäten lakustriner Sandsteine (Abbildung 74, Abbildung 75) auf die geringe Korngröße und hohen Gehalt an permeabilitätsreduzierendem Glimmer in der lakustrinen Altenglan-Formation (Abbildung 60).

Müller (1996) hat keinen Zusammenhang zwischen der Anzahl der Kornkontakte (Füchtbauer, 1988) in Gesteinsproben des Permokarbons und der Versenkungstiefe erkennen können. Ein Unterschied zwischen äolischen und fluviatilen Sandsteinen wurde bei der Bewertung des Kompaktionsgrades gesehen, da die angenommene ursprüngliche Porosität von 40 % nur für gut sortierte und gerundete äolische Sandsteine zutrifft, aber nicht für proximale alluviale und fluviatile Sandsteine, in denen das Intergranularvolumen durch detritische Matrix reduziert ist. In reifen sedimentären Milieus fluviatiler und äolischer Sandsteine ist der Gehalt an detritischer Matrix geringer.

Fazielle Unterschiede zum Norddeutschen Becken

Das permokarbonische variszische Molassebecken ist in seiner Größe begrenzt und weist kürzere Sedimenttransportwege als das Norddeutsche Becken auf (Zieger, 1990; Schöner, 2006). Dies könnte ein Grund dafür sein, dass die proximalen bis medialen Sedimente immer noch hohe Gehalte von geringen Korngrößen aufweisen und weniger reif sind als die Sedimentablagerungen des Norddeutschen Beckens (Gaupp et al., 1993; Gaupp, 1996; Schöner, 2006). Aus diesem Grund müssten die Sedimente des Permokarbons strenggenommen als Wacken bezeichnet werden. Ein weiterer Unterschied zwischen dem Permokarbon und dem Rotliegend im Norddeutschen Becken besteht in der Ausbildung der evaporitischen Abfolge der Playa-Systeme. Die Playa-Systeme des Permokarbons herrschten in trockenen Senken vor (Kowalczyk, 2001), die zwar zur Ausbildung von kalzitischen Evaporiten führte. Aber vermutlich hat ein permanenter Abfluss nach NW ins

Norddeutsche Becken hinein die Bildung von Anhydriten und Salzen, wie sie im Norddeutschen Becken vorgefunden wurden, verhindert (Ziegler, 1990, Abbildung 10).

Modalbestand

Die reduzierten Porositäten und Permeabilitäten glimmerreicher Sandsteine von Aufschlüssen (Abbildung 85) und aus dem Reservoir (Abbildung 86) sowie die reduzierten Porositäten und Permeabilitäten von in Aufschlüssen und im Reservoir von derselben stratigraphischen Einheit (Abbildung 56 und Abbildung 61) beprobten feldspat-, glimmer- oder gesteinsfragmentreichen Sandsteine (Abbildung 60 und Abbildung 63) (zum Beispiel der Altenglan-Formation oder Wadern-Formation im Saar-Nahe-Becken sowie der Donnersberg-Formation im Reservoir) lassen vermuten, dass ebenfalls der Modalbestand von Sandsteinen des Permokarbons einen großen Einfluss auf dessen petrophysikalische Eigenschaften aufweist.

Die höchsten Porositäten und Permeabilitäten im Reservoir weisen mit Sublithareniten und Subarkosen die quarzreichsten Sandsteine auf (Abbildung 53). Die hohen Porositäten und Permeabilitäten der Kreuznach-Formation (Abbildung 61) im Reservoir könnten in deren hohen Quarzgehalt von 73,8 % (Abbildung 63) mitbegründet sein. Sie wurde in der am südlichen Beckenrand gelegenen Bohrung Nordheim 1 beprobt (Abbildung 87b). Nach Ledru und Frottier (2010) liegen potentielle Reservoirgesteine am Beckenrand, während Ablagerungen im Beckenzentrum geringporöse, feinkörnige Siliziklastika enthalten. Außerdem könnten die erhöhten Porositäten und Permeabilitäten von alluvialen K-Typ-Sandsteinen (Abbildung 77a) aus dem Saar-Nahe-Becken mit ihren hohen Quarzgehalten (Abbildung 49a) erklärt werden. Daher liegt die Vermutung nahe, dass gemeinhin quarzreiche Sandsteine die beste Reservoirqualität aufweisen, und der Modalbestand der dritte große Einflussfaktor auf die Reservoirqualität ist.

Ein großer Einfluss des Modalbestands auf die Reservoirqualität von Sandsteinen wurde bereits in anderen Studien nachgewiesen. Nach Rossi et al. (2002) wird die Reservoirqualität von Sandsteinen in erster Linie durch ihren Feldspatgehalt bestimmt. Die eodiagenetischen Bildungen von Kaolinit und Smektit, aus denen sich in größeren Tiefe permabilitätsreduzierender Illit bildet, sind abhängig von der Verfügbarkeit von K^+ -Ionen, die meist aus der Lösung von K-Feldspäten und Glimmern resultieren (Perry and Hower, 1972; Bjørlykke, 1996; Worden and Morad, 2000, 2003; Rossi et al., 2002). Dagegen gehen Worden et al. (1997) davon aus, dass gesteinsfragmentreiche Sandsteine ihre Porosität durch mechanische Kompaktion verlieren.

Provenanz

Die Modalbestände von Aufschlussproben (Abbildung 49a) weisen auf zwei verschiedene Liefergebiete des Permokarbons im Saar-Nahe-Becken hin. Die quarz- und feldspatreichen Sandsteine von fluviatilen und lakustrinen Ablagerungsmilieus, die bevorzugt in der Glauk-Subgruppe vorherrschten, weisen auf die Mitteldeutschen Kristallinschwellen als südliches Liefergebiet hin (Abbildung 10), die aus Graniten, Granodioriten, Amphibolithen und Glimmerschiefern besteht (Oncken, 1997). Schäfer (1980) geht während der Ablagerung der

Glan-Subgruppe ebenfalls von Lieferrichtungen nach Norden aus. Gesteinsfragmentreiche Sandsteine von alluvialen und äolischen Ablagerungsmilieus, die in der Nahe-Subgruppe vorherrschten, weisen auf das Rhenoharzynikum als nördliches Liefergebiet hin (Abbildung 10), dessen Gesteine hauptsächlich aus schwach metamorphen Schiefern bestehen (Lorenz, 1976; Anderle, 1987; Okrusch, 1995; Todt et al., 1995; Reischmann und Anthes, 1996). Die alluvialen quarzreichen Sandsteine (Abbildung 49a), die in der Wadern-Formation angetroffen wurden, könnten auf eine Vermischung mit quarzreichen fluvialen Ablagerungen zurückzuführen sein. Nach Boy (2005) reichten die alluvialen Fächer der Wadern-Formation bis zu 14 km weit in das Becken hinein und vermischten sich dort mit anderen Ablagerungen. Die relativ hohen Quarzgehalte von aus den südlichen Bohrungen Gimbsheim 2 und Weiterstadt 1 (Abbildung 87b) genommenen Reservoirsandsteinen der Wadern-Formation könnten dadurch zu erklären sein, dass die alluvialen Fächer der Wadern-Formation mit zunehmender Entfernung an Gesteinsfragmenten verloren. Darüber hinaus lassen hohe Feldspatgehalte von Reservoirproben (Abbildung 49b) vermuten, dass ein drittes Liefergebiet für das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben existierte, als welches das Moldanubikum im Süden fungiert haben könnte (Abbildung 87a, Abbildung 9), das aus Granuliten und Basalten besteht (McCann, 2008). Die im Reservoir genommenen Proben aus der Glan-Subgruppe weisen mit hohen Glimmergehalten (Abbildung 63) ebenfalls auf ein weiteres granitoides Liefergestein für das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben hin, das im Odenwald in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle liegen könnte (McCann, 2008).

Während in der Syn-Riftphase Sandsteine aus der Glan-Subgruppe im mittleren und südlichen Saar-Nahe-Becken auf ein granitoides Ausgangsgestein hindeuten, weisen Sandsteine im östlichen Saar-Nahe-Becken dagegen geringe Glimmergehalte und erhöhte Permeabilitäten auf (Abbildung 87a). Das könnte darauf hindeuten, dass der Detritus von den südlichen granitoiden Liefergesteinen, die von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (McCann, 2008) stammen könnten, mit dem zunehmendem Transport nach NE (Schäfer, 1980) an Glimmer verlor. Dafür würden die noch geringeren Glimmergehalte in mit der Glan-Subgruppe korrelierbaren stratigraphischen Einheiten der Wetterau (Kowalczyk, 2001, Abbildung 60) sprechen.

Thermophysikalische Kennwerte

Die höheren Wärmeleitfähigkeiten von im Reservoir genommenen Proben (Abbildung 51) im Vergleich zu Aufschlussproben (Abbildung 50) werden auf ihre geringere Porosität zurückgeführt. Nach Buntebarth (1989) werden Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten von Sandsteinen ebenfalls als Funktion des Porenraums angesehen. Dass die Wärme- und Temperaturleitfähigkeit von Gesteinen, die generell mit steigender Temperatur ab- und untergeordnet mit steigendem Druck zunehmen (Clauser und Huenges, 1995), nach Vosteen und Schellschmidt (2003) im Temperaturintervall von 1 °C bis 300 °C um $35 \pm 10 \%$ bzw. $48 \pm 6 \%$ sinken, wird als untergeordneter Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeiten im Reservoir interpretiert.

Die hohen Wärmeleitfähigkeiten von Subarkosen und Sublithareniten von Aufschlussproben (Abbildung 52) lassen darauf schließen, dass neben der Porosität der Quarzgehalt einen entscheidenden Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit hat. Dies lässt sich ebenfalls dadurch bestätigen, dass im Saar-Nahe-Becken, Reservoir sowie im Sprendlinger Horst und der Wetterau genommene Proben unter Nichtberücksichtigung der Porosität eine klare positive Korrelation des Quarzgehalts mit der Matrixwärmeleitfähigkeit aufweisen (Abbildung 66, Abbildung 67). Außerdem nimmt die berechnete wassergesättigte Wärmeleitfähigkeit nach Fuchs et al. (2013) und mit dem geometrischen Mittel mit steigendem Quarzgehalt zu. Dieser Zusammenhang lässt darauf schließen, dass der Quarzgehalt der dominierende Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit in porositätsreduzierten Bereichen des Reservoirs ist.

Gebirgsdurchlässigkeiten

Sowohl die Pumpversuchsdaten als auch die Laserscandaten lieferten wichtige Informationen zur Quantifizierung von Gebirgsdurchlässigkeiten in den Aufschlussanaloggebieten. Für die Genauigkeit und Vergleichbarkeit beider Methoden spricht, dass die Durchlässigkeit aus Laserscan- und Pumpversuchsdaten aus derselben stratigraphischen Einheit in derselben Größenordnung liegt.

Aus den Pumpversuchsdaten im Saar-Nahe-Becken geht hervor, dass die Nahe-Subgruppe, insbesondere die Kreuznach-Formation, die höchsten Gebirgsdurchlässigkeiten (Abbildung 91) und die Glan-Subgruppe geringe Gebirgspermeabilitäten aufweisen. Während für die Tiefenbeziehung hydraulischer Matrixkennwerte Daten aus Aufschlüssen und flachen Bohrungen mit Daten aus dem Reservoir verglichen werden konnten, fehlten für das Verständnis der Tiefenbeziehung von Gebirgsdurchlässigkeiten Daten aus dem Reservoir. Die Abhängigkeit der Gebirgsdurchlässigkeit von der Entfernung zur nächsten Störung (Abbildung 93), Region (Abbildung 90) und stratigraphischen Einheit im Saar-Nahe-Becken (Abbildung 91) lässt vermuten, dass die Gebirgspermeabilitäts-Tiefenbeziehung nicht rein tiefenabhängig ist, wie von Manning und Ingebritsen (1999) oder Stober und Jodocy (2009) oder Stober (2011) für kristalline Gesteine abgeleitet wurde, sondern von der strukturellen und sedimentologischen Entwicklungsgeschichte im Becken kontrolliert wird. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass der Einfluss der Entfernung der nächsten Störung (Abbildung 93) sowie deren Orientierung auf die Gebirgsdurchlässigkeiten (Abbildung 96 - 101) mit den hier durchgeführten Methoden nicht genau zu quantifizieren war. Denn erstens sind nur bekannte und bereits in geologische Karten eingetragene Störungen bei der Untersuchung berücksichtigt worden und zweitens ist die Entfernung zu einigen dieser Störungen mit bis zu über 1000 m sehr groß. Zusätzliche Informationen über den Versatz und Öffnung der Störungen wären notwendig, um verlässlichere Aussagen über den Einfluss der umliegenden Störungen auf die Gebirgsdurchlässigkeiten treffen zu können.

Im Rahmen des im östlichen Saar-Nahe-Becken abgescannten Aufschlusses weist die semiautomatische Methode mit dem Laserscanner zur Trennflächenaufnahme klare Vorteile im Vergleich zur konventionellen Methode mit dem Kompass auf. In erster Linie ergibt sich für die Scandaten aufgrund der Erfassung des gesamten Aufschlusses ein sehr viel höheres Datenvolumen aus Punkten, von denen jeder drei hinsichtlich ihrer Orientierung genau

definierten Vektoren entspricht. Außerdem wurden bei den händischen Messungen nur 7 verschiedene Klufrichtungen gemessen (Tabelle 8), während die Scandaten alle 10 nach Stollhofen (1998) bekannten Klufrichtungen aufweisen. Des Weiteren ist die Bestimmung der Kluftlänge ausschließlich nur in den Scandaten möglich (Abbildung 112). Die Ermittlung aller benötigten Eingabeparameter in das DFN-Modell, in dem die Kluftpermeabilität im Aufschluss nach Dershowitz (1998) und Oda (1985) berechnet wurde, ist daher nur mit einer Laserkampagne möglich. Die vier dominanten aus den Scandaten und Kompassmessungen hervorgehenden Hauptklufrichtungen können dem variszischen Streichen (NE-SW, NW-SE) und rheinischen Streichen (N-S, W-E) zugeordnet werden, wie sie im nördlichen Oberrheingraben ebenfalls von Ortlam (1970), Pflug (1982), Meier und Eisbacher (1991), Schumacher (2002), Schwarz (2006) und Peters und van Balen (2008) beobachtet wurden. Die sowohl in den variszischen als auch rheinischen Hauptklufrichtungen vorherrschenden steilen Einfallswinkel von jeweils über 77° (Tabelle 8) könnten auf die Blattverschiebungskomponenten während der Bildung des Saar-Nahe-Beckens (Stollhofen, 1998) und der Bildung des Oberrheingrabens (Peters, 2007) zurückgeführt werden.

Aus den Laserscandaten geht zwar hervor, dass die modellierte Kluftpermeabilität des in den Tholey-Schichten abgescannten Aufschlusses für geringe Aperturen in der gleichen Größenordnung liegt (Abbildung 115) wie die aus Pumpversuchsdaten derselben stratigraphischen Einheit ermittelten Gebirgsdurchlässigkeiten (Abbildung 91). Allerdings liegen die Permeabilitätsberechnungen im DFN-Modell ausschließlich der Annahme zu Grunde, dass alle Trennflächen gleichermaßen offen sind. Das DFN-Modell lässt jedoch keine Rückschlüsse darauf zu, ob es sich bei den aufgenommenen Trennflächen um für den Fluidfluss offene oder geschlossene Trennflächen handelt. Folglich kann die Bewertung von im DFN-Modell berechneten Kluftdurchlässigkeiten im Aufschluss für zu erwartende Gebirgsdurchlässigkeit in Reservoirtiefe ebenfalls nur unter Kenntnis der geologischen Entwicklungsgeschichte erfolgen.

Die Glan-Subgruppe scheint in den Analoggebieten und im Reservoir durch den permischen Aufstieg kohlenwasserstoffhaltiger Fluide (Abbildung 83) gekennzeichnet zu sein. Kohlenstoffwasserhaltige Fluide steigen nach Foxford et al. (1996), Beitler et al. (2003) und Schöner (2006) entlang von Störungen auf und führen nach Ehrenberg (1991) und Gaupp (1996) in deren Umkreis zur Bildung von Illit und Kaolinit. Dies würde die Gebirgsdurchlässigkeit von Störungen in der Glan-Subgruppe erheblich reduzieren. Die hohen Gebirgsdurchlässigkeiten der Kreuznach-Formation aus dem Saar-Nahe-Becken (Abbildung 91) könnten dadurch zu erklären sein, dass die Post-Riftphase von der Illitisierung verschont geblieben ist und die Störungen als Aufstiegswege offen blieben, während die Störungen in der Glan-Subgruppe und der Donnersberg-Formation durch die Illitisierung verschlossen wurden. Aus den petrographischen Ergebnissen, die im Reservoir ebenfalls auf die Grenze der Illitisierung in der oberen Donnersberg-Formation hinweisen (Abbildung 83), könnte geschlossen werden, dass auch im Reservoir die in der Post-Riftphase gebildeten Störungen offen sind und als Fließwegen für Fluide dienen können. Zusätzlich könnte eine erhöhte Störungsdichte im nördlichen Oberrheingraben (Peters, 2007) zu einer Erhöhung der Gebirgsdurchlässigkeit im Reservoir geführt haben.

Die höchsten Gebirgsdurchlässigkeiten in Hessen oder Rheinland-Pfalz weisen unter anderem Pumpversuchsdaten von Bohrungen auf, deren nächste Störung NW-SE orientiert ist und somit parallel zum rezenten Spannungsfeld im nördlichen Oberrheingraben (Peters, 2007). Es ist anzunehmen, dass innerhalb der stratigraphischen Abfolge der Post-Riftphase die höchsten Gebirgsdurchlässigkeiten entlang von solchen Störungen erwartet werden, die parallel zum Spannungsfeld in NW-SE-Richtung (Peters, 2007) orientiert sind, zumal diese in den Laserscandaten den steilsten Einfallswinkeln von $86,9^\circ$ aufweist. Dafür in Frage kämen die synsedimentär gebildeten Blattverschiebungen, die sich in gleichem Abstand von etwa 10 km vom westlichen Saar-Nahe-Becken (Abbildung 14) bis zum östlichen Rand des Sprendlinger Horsts gebildet (Stollhofen, 1998) haben und deren fast senkrechte Störungsflächen Fluide aus großen Tiefen für ihren Aufstieg nutzen könnten.

Potenzialausweisung

Die in den Arbeitspaketen Thermofazies und Gebirgsdurchlässigkeiten gewonnenen Ergebnisse weisen darauf hin, dass die besten Reservoireigenschaften die Post-Riftphase aufweist. Die Ergebnisse im Arbeitspaket 3D-Strukturmodell weisen darauf hin, dass die berechneten Reservoirtemperaturen in der Kreuznach-Formation mit bis zu 163°C und der Wadern- und oberen Donnersberg-Formation mit bis zu 175°C die Voraussetzungen zur hydrothermalen Nutzung erfüllen. Daher sollten stratigraphisch die Kreuznach-, Wadern- und obere Donnersberg-Formation und lokal der westliche Grabenrand aufgrund von deren größeren Teufenlagen (Abb. 3) das Hauptziel einer geothermischen Erschließung sein. Im mittleren Oberrheingraben migrieren meteorische Wässer an der westlichen Grabenrandstörung nach unten und steigen in intermediären Tiefen wieder auf (Baillieux et al., 2014). Wenn man diesen Ansatz für den nördlichen Oberrheingraben übernehmen würde, könnten meteorische Wässer an der oberen Grenze der Illitisierung, also im oberen Bereich der Donnersberg-Formation, wo Temperaturen von bis zu 175°C vorherrschen (Abbildung 120), erhitzt entlang steil einfallender Störungen, insbesondere in der Kreuznach-Formation, wieder aufstiegen und für hydrothermale Zwecke genutzt werden.

6 Schlussfolgerungen

6.1 Thermofazies

Aus der Beobachtung, dass Sandsteine von Aufschlüssen im Saar-Nahe-Becken und aus Reservoirtiefe aus der Glan-Subgruppe und der Donnersberg-Formation den IL-Typ (Sandsteine mit porenfüllendem illitischen Zement) und B-Typ (Sandsteine mit Bitumenzement) aufweisen und fast keinen H-Typ (Sandsteine mit hämatitreichen Kutanen auf Kornoberflächen) wurde geschlossen, dass im Perm eine Migration von kohlenwasserstoffhaltigen Fluiden in diese Formationen stattgefunden und zu einer Bleichung der Sandsteine geführt hat. Die Ergebnisse legen nahe, dass die Zementationsart und somit die petrophysikalischen Eigenschaften im Reservoir in erster Linie von diagenetischen Prozessen im Perm kontrolliert wurden, die schließlich die Prozesse beeinflussten, die mit der Absenkung des Oberrheingrabens zusammenhingen. Die Ergebnisse dieses Forschungsprojekts schließen daher die Verständnislücke in der Vergleichbarkeit petrophysikalischer Kennwerte aus dem Reservoir und dessen Aufschlussanalog und weisen die Anwendbarkeit von Aufschlussanalogstudien als Explorationsmethode von tiefengeothermischen Reservoiren in Grabensystemen nach.

In dieser Arbeit wurden drei Einflussparameter für die Charakterisierung von geothermischen Matrixeigenschaften des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben definiert. Den stärksten und vernichtensten Einfluss auf die Reservoirqualität wurde spätdiagenetischen Prozessen im Perm zugeschrieben. Sandsteine der gesamten Glan-Subgruppe und der unteren Donnersberg-Formation sind gekennzeichnet von der Kontamination kohlenwasserstoffhaltiger Fluide und Erdöl, die von unterliegenden Karbonischen Erdölmuttergesteinen stammen. Unter diesen Bedingungen wurden die Hämatit-Tonmineralkutane, die als Schutz gegen Zementation, Kompaktion und Illitisierung dienen, gelöst, und die Porosität und Permeabilität der Sandsteine in der Glan-Subgruppe während der Absenkung des Oberrheingrabens auf bis zu 2,5 % und $3,2 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ reduziert.

Als zweiter wichtiger Einflussfaktor auf die Reservoirqualität sind Ablagerungsprozesse und ihr Einfluss auf frühdiaagenetische Prozesse zu sehen. Äolische Sandsteine von Aufschlüssen und aus Reservoirtiefe weisen die höchsten Porositäten (16,4 %; 12,3 %) und Permeabilitäten ($2,0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$; $8,4 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$) auf. Bevorzugt unter äolischen Ablagerungsbedingungen wurde der H-Typ gebildet, der als Schutz vor Präzipitierung von Zement, Kompaktion und Illitisierung interpretiert wurde. H-Typ-Sandsteine kommen in der Wadern-, Sponheim-, Kreuznach-Formationen im Saar-Nahe-Becken und den stratigraphischen Einheiten des Spremlinger Horsts und der Wetterau vor. Unter den H-Typ-Sandsteinen weisen solche, die unter äolischen Ablagerungsbedingungen gebildet wurden, insbesondere in der Kreuznach-Formation, die höchsten Porositäten und Permeabilitäten und die geringsten Illitgehalte im Porenraum auf und wurden am geringsten kompaktiert.

Der dritte wichtige Einfluss auf die Reservoirqualität ist der Modalbestand und der Quarzgehalt, denn Feldspäte und Glimmer verlieren ihre Permeabilität durch die Alteration zu Illit und Gesteinsfragmente ihre Porosität durch mechanische Kompaktion. Im Reservoir weisen aus der Kreuznach-Formation genommene Proben die höchsten Quarzgehalte mit 73,8 % auf. Nur wenn diese drei Bedingungen erfüllt sind, können günstige Matrixeigenschaften in Reservoirtiefe erwarten werden.

Die höchsten Wärmeleitfähigkeiten weisen Aufschlussproben der Quirnbach-Formation (Untere Glan-Subgruppe) mit $2,78 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ und Proben aus Reservoirtiefe der Lauterecken-Formation (Untere Glan-Subgruppe) mit $2,92 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ auf. Die höchsten Temperaturleitfähigkeiten weisen Aufschlussproben der Wadern-Formation (Nahe-Subgruppe) mit $1,76 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ und Proben aus Reservoirtiefe der Nierstein-Formation (Obere Nahe-Subgruppe) mit $1,65 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ auf. Die Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten wurden als Funktion des Porenraums und Quarzgehalts interpretiert, der in den Aufschlussproben und Proben aus Reservoirtiefe mit der Matrixwärmeleitfähigkeit korreliert.

6.2 Gebirgsdurchlässigkeiten

Sowohl Pumpversuchsdaten von Bohrungen, die das Permokarbon in etwa 100 m bis 200 m Teufe westlich und östlich des nördlichen Oberrheingrabens angetroffen haben, als auch die Laserkampagne im Sandsteinaufschluss des östlichen Saar-Nahe-Becken gaben wichtige Informationen zur Quantifizierung von Gebirgsdurchlässigkeiten in den Aufschlussanaloggebieten. Aus den Pumpversuchsdaten im Saar-Nahe-Becken ging zunächst hervor, dass die Gebirgsdurchlässigkeiten in der Kreuznach-Formation mit $6,1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ am höchsten sind und in den Kusel-Schichten ($9,0 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), Lebach-Schichten ($1,9 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) und Tholey-Schichten ($3,5 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) der Glan-Subgruppe reduziert. Die Laserscandaten weisen bevorzugt eine variszische (NE-SW und NW-SE) und rheinische Orientierung (N-S und E-W) auf. Alle vier Kluftrichtungen haben gemein, dass sie relativ steile Einfallswinkel von über 77° aufweisen.

In dieser Arbeit wurden die aus Laserscandaten und Pumpversuchsdanenauswertung ermittelten Gebirgsdurchlässigkeiten nicht rein teufenabhängig in Reservoirtiefe korreliert. Dafür weisen die aus Pumpversuchsdaten ermittelten Gebirgsdurchlässigkeiten zu große Variationen im Hinblick auf die Region, Entfernung zur nächsten Störung und Teufe bis in 300 m auf. Vielmehr wurden die Gebirgsdurchlässigkeiten danach beurteilt, ob sie in von der Illitisierung betroffenen oder davon verschont gebliebenen stratigraphischen Einheiten stammten, deren Grenze aus den petrographischen Ergebnissen im Arbeitspaket Thermofazies sowohl im Aufschlussanaloggebiet als auch im Reservoir für den Bereich der Donnersberg-Formation abgeleitet wurde. Unter anderem der Kreuznach-Formation werden im Reservoir ebenfalls die höchsten Gebirgsdurchlässigkeiten zugerechnet.

Pumpversuchsauswertungen im Saar-Nahe-Becken belegen, dass die Gebirgsdurchlässigkeit mit abnehmender Entfernung zur nächsten Störung zunimmt. Die höchsten Gebirgsdurchlässigkeiten in Hessen oder Rheinland-Pfalz weisen unter anderem

die Pumpversuchsdaten von Bohrungen auf, deren nächste Störung NW-SE orientiert und somit parallel zum rezenten Spannungsfeld im nördlichen Oberrheingraben (Peters, 2007) orientiert sind und hohe Dilationtendencies (Öffnungsweiten) und Sliptendencies (Scherntendenzen) aufweisen. Zusammen mit dem aus den Laserscandaten ermittelten hohen Einfallswinkeln von NW-SE orientierten Trennflächen von bis zu 86,9° werden im Reservoir die höchsten Gebirgsdurchlässigkeiten an den NW-SE orientierten Blattverschiebungen, unter anderem in der Kreuznach-Formation erwartet, die im Abstand von etwa 10 km vorliegen und deren steilstehende Störungsflächen als Aufstiegswege für Fluide aus großen Tiefen dienen.

6.3. 3D-Strukturmodell

Die Ergebnisse in den Arbeitspaketen Thermofazies und Gebirgsdurchlässigkeiten lassen darauf schließen, dass die Kreuznach-, Wadern- und obere Donnersberg-Formation die besten Reservoireigenschaften aufweisen. Die Kreuznach-Formation liegt innerhalb des stratigraphischen Horizonts „Top_Rotliegend“, der etwa 600 m mächtig ist und dessen Oberkante in einer maximalen Tiefe von 2.770 m liegt. Dort herrschen Reservoirtemperaturen von 141 °C bis 163 °C vor. Die obere Donnersberg- und Wadern-Formation liegt innerhalb des stratigraphischen Horizonts „Top_Donnersberg“, der zwischen 270 m und 370 m mächtig ist und dessen Oberkante in einer maximalen Tiefe von 3.320 m liegt. Die Reservoirtemperaturen in diesem Horizont betragen 163 °C bis zu 175 °C.

6.4. Potenzialausweisung

Die Kreuznach-, Wadern- und obere Donnersberg-Formationen in der Nahe-Subgruppe des Permokarbons am westlichen Grabenrand sollten das Hauptziel einer geothermischen Erschließung im nördlichen Oberrheingraben sein. Da alle Sandsteine des Permokarbons sehr stark lithifiziert sind und unter tektonischer Beanspruchung spröde reagieren, kommt die gesamte Formation als geklüfteter Aquifer für eine geothermale Nutzung in Frage. Der hauptsächliche Beitrag zu den benötigten Fließraten wird vom Kluftnetzwerk erwartet und besonders von der Kern- und Bruchzone von Störungszonen. Das Hauptziel einer geothermischen Exploration sollten daher immer Störungszonen sein, entlang derer ausreichend hohe Fließraten erwartet werden können.

7 Ausblick

Die Ergebnisse dieser Arbeit bieten eine umfangreiche Grundlage für weitere Untersuchungen. Bohrkerne aus Aufschlüssen des Permokarbons können in die Thermo-Triax eingebaut werden, um darin die petrophysikalischen Kennwerte unter Druck- und Temperaturbedingungen tiefegeothermischer Reservoirs zu modellieren (Pei et al., 2014). Röntgenfluoreszenzanalysen von Aufschlussproben können weitere Hinweise auf diagenetische Prozesse des Permokarbons liefern. Außerdem kann die Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit, des Verformungsmoduls und der Querdehnungszahl einen Beitrag zum besseren Verständnis von mechanischen Gesteinseigenschaften und ihren Einfluss auf petrophysikalische Eigenschaften leisten.

Um weitere Aussagen über das Fließverhalten entlang von das Permokarbon durchkreuzenden Störungen im nördlichen Oberrheingraben treffen zu können, wäre eine thermo-hydro-mechanische Charakterisierung einer Störungszone notwendig. Zur Verbesserung des Prozessverständnisses könnten Kenntnisse über die Mechanik und Hydraulik sowie weitere thermophysikalische Eigenschaften und deren Wechselwirkungen mit der Lithologie, Hydrogeochemie und Fluidzusammensetzungen beitragen. Dafür müsste mindestens eine Forschungsbohrung im nördlichen Oberrheingraben abgeteuft werden und eine Störung durchkreuzen.

Im nördlichen Oberrheingraben sollte das geothermische Potenzial des Grundgebirges als petrothormaler Nutzhorizont und die quartär-tertiären Grabenfüllungen zur mitteltiefen Wärmenutzung und –Speicherung weiter erforscht und modelliert werden (Sass und Hoppe, 2011; Bär, 2012; Arndt, 2012). Zur Ermittlung und Modellierung des geothermischen Potenzials dieser Nutzhorizonte kann ein Fazies-, Struktur- und Temperaturmodell sowie eine Datenbank hydrogeochemischer Reservoirparameter einen großen Beitrag leisten.

Literatur

- Abdulagatova, Z., Abdulagatov, I.M., Emirov, V.N. (2009): Effect of temperature and pressure on the thermal conductivity of sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **46**, 1055-1071
- Agemar, T., Schellschmidt, R., Schulz, R. (2012): Subsurface temperature distribution in Germany. *Geothermics*, **44**, 65-77
- Agemar, T., Brunken, J., Jodocy, M., Schellschmidt, R., Schulz, R., Stober, I. (2013): Untergrundtemperaturen in Baden- Württemberg. *Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geosci.)* **164(1)**, 49-62
- Agemar, T., Weber, J., Schulz, R. (2014): Deep Geothermal Energy Production in Germany. *Energies*, **7**, 4397-4416; doi:10.3390/en7074397
- Agentur für Erneuerbare Energien (2014): Wie funktioniert die petrothermale Geothermie. - <http://www.unendlich-viel-energie.de/mediathek/grafiken/wie-funktioniert-diepetrothermale-geothermie>. [Stand April 2014].
- Almklov, P.G., Hepsø, V. (2011): Between and beyond data: how analogue field experience informs the interpretation of remote data sources in petroleum reservoir geology. *Studies of Science*, **41**, 539–561
- Almon, W.R. (1981): Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegend sandstones in the Dutch sector of the Southern North Sea. In: Longstaffe, F.J. (Ed.): *Clays and the Ressource Geologist: Mineralogical Association of Canada, Short Course*, 119-147
- Alsop, D.B., Al Ghammari, M., Al Abri, A., Al Mahrooqi, A., Al Rahwhi H., Salem, H. (2013): Reservoir architecture of the Gharif Formation outcrops in the Southern Huqf area, Sulanate of Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, **287**, 111-133
- Amthor, J.E., Okkerman, J. (1998): Influence of Early Diagenesis on Reservoir Quality of Rotliegende Sandstones, Northern Netherlands. *AAPG Bull.*, **82**, 2246-2265
- Anderle, H.J. (1987): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone. *Tectonophysics*, **137**, 101-114
- Anderle, H. J., Bittner, R., Bortfeld, R., Bouckaert, J., Büchel, G., Dohr, G., Dürbaum, H.-J., Durst, H., Fielitz, W., Flüh, E., Gundlach, T., Hance, L., Henk, A., Jordan, F., Kläschen, D., Klöckner, M., Meissner, R., Meyer, W., Oncken, O., Reichert, C., Ribbert, K.-H., Sadowiak, R., Schmincke, H.-U., Schmoll, J., Walter, R., Wber, K., Weihrauch, U., Wever, T. (1991): Results of the Dekorp-1 (Belcorp-Dekorp) Deep Seismic-Reflection Studies in the Western Part of the Rhenish Massif. *Geophys J. Int.*, **106(1)**, 203-227
- Aretz, A., Bär, K., Götz, A.E., Sass, I. (2015): Outcrop Analogue Study of Permocarboniferous Geothermal Sandstone Reservoir Formations (Northern Upper Rhine Graben, Germany): Impact of Mineral Content, Depositional Environment and Diagenesis on Petrophysical Properties. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, DOI 10.1007/s00531-015-1263-2
- Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2013): Charakterisierung des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons in Hessen und Rheinland-Pfalz – thermophysikalische und hydraulische Gesteinskennwerte. *Swiss Bulletin für angewandte Geologie*, **18(1)**, 33-41
- Aretz, A., Bär, K., Götz, A.E., Sass, I. (2015): Facies and Diagenesis of Permocarboniferous Geothermal Reservoir Formations (Upper Rhine Graben, Germany): Impact on Thermophysical and Hydraulic Properties. – *World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia

- Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2014): Fazies und Diagenese des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben: Einfluss auf thermophysikalische und hydraulische Eigenschaften. – GeoFrankfurt 2014
- Aretz, A., Bär K, Sass I (2013): Characterization of the geothermal reservoir potential of the Permocarboneous in the northern Upper Rhine Graben, Germany. In Proceedings of the European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italy
- Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2012): Charakterisierung des geothermischen Reservoirpotenzials des Permokarbons in Hessen und Rheinland-Pfalz. Der Geothermiekongress 2012, Karlsruhe.
- Aretz, A., Bär, K., Götz, A.E., Sass, I. (2014): Facies and Diagenesis of Rotliegend Geothermal Reservoir Formations (Upper Rhine Graben, Germany): Impact on Thermophysical and Hydraulic Properties. EGPC – 5th European Geothermal PhD Day, Poster, Darmstadt
- Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2014): Fazies und Diagenese des Permokarbons im nördlichen Oberrheingraben: Einfluss auf thermophysikalische und hydraulische Eigenschaften. – European Geothermal Workshop, Karlsruhe 2014
- Aretz, A., Bär, K., Sass, I. (2012): Characterization of the geothermal potential of the Permocarboneous of Hessen and Rhineland-Palatinate, Germany. – Geophysical Research Abstracts, Vol. 14: EGU2012-A-7541, Abstracts of the Contributions of the EGU General Assembly, Vienna.
- Arndt, D., Bär, K., Fritsche, J.-G., Kracht, M., Sass, I., Hoppe, A. (2011): 3D structural model of the Federal State of Hesse (Germany) for geopotential evaluation. Z. dt. Ges. Geowiss. **162(4)**, 353-370
- Arndt, D. (2012): Geologische Strukturmodellierung von Hessen zur Bestimmung von Geopotenzialen. Dissertation, Technische Universität Darmstadt, 199 Seiten
- Ashim, A.B., Majid, Z., Setan, H. (2011): Three dimensional asset documentation using terrestrial laser scanner technology. Geoinformation Science Journal, **11(1)**, 51-68
- Augustin, M., Freeden, W., Gerhards, C., Möhringer, S., Ostermann, I. (2012): Mathematische Methoden in der Geothermie. Mathematische Semesterberichte, **59(1)**, 1-28
- Axelsson, G., Gunnlaugsson, E. (2000): Long-term Monitoring of High- and Low- enthalpy Fields under Exploitation. International Geothermal Association, World Geothermal Congress 2000 Short Course, Kokonoe, Kyushu District, Japan, 226 Seiten
- Bachmann, G.H., Grosse, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens — geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte. Nds. Akad. Geowiss. Veröfftl. **2**, 24-47
- Bachmann, G. H., Hoffmann, N. (1995): Paläotektonik - Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegend-Beckens: In Plein, E. (ed.): Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., 156-168
- Baillieux, P., Schill, E., Abdelfettah, Y., Dezayes, C. (2014): Possible natural fluid pathways from gravity pseudotomography in the geothermal fields of Northern Alsace (Upper Rhine Graben). Geothermal Energy, **2**, 16, doi:10.1186/s40517-014-0016-y
- Bandlowa, T. (1990): Lagerstättenbildung in Teilgebieten der Mitteleuropäischen permokarbonischen Erdgasprovinz. Z. angew. Geol., **36**, 336-341
- Bandlowa, T. (1998): Erdgasführung im Karbon-Perm-Trias-Komplex der Mitteleuropäischen Senke. Geol. Jb., A151, 1-65.

- Bär, K. (2008): 3D-Modellierung des tiefeingeothermischen Potenzials des nördlichen Oberrheingrabens und Untersuchung der geothermischen Eigenschaften des Rotliegend. Diplomarbeit, Technische Universität Darmstadt, 141 Seiten
- Bär, K., Arndt, D., Fritsche, J.-G., Götz, A.E., Kracht, M., Hoppe, A., Sass, I. (2011): 3D-Modellierung der tiefeingeothermischen Potenziale von Hessen – Eingangsdaten und Potenzialausweisung. Z. dt. Ges. Geowiss., **162(4)**, 371-388
- Bär, K. (2012): Untersuchung der tiefeingeothermischen Potenziale von Hessen. Dissertation, Technische Universität Darmstadt, 268 Seiten
- Bär, K., Sass, I., Aretz, A. (2013): Tiefenabhängigkeit der hydraulischen Eigenschaften des Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben. - Der Geothermiekongress 2013 - Messe Essen, 12. - 14. November 2013, Essen.
- Bär, K., Rühaak, W., Welsch, B., Schulte, D.O., Homuth, S., Sass, I. (2015): Seasonal High Temperature Heat Storage with Medium Deep Borehole Heat Exchangers., Energy Procedia, **76**, 351-360
- Barclay, S.A., Worden, R.H. (2000): Geochemical modelling of diagenetic reactions in a subarkosic sandstone. Clay Min., **35**, 57-67
- Barth, G., Franz, M., Heunisch, C., Kustatscher, R., Thies, D., Vespermann, J., Wolfgramm, M. (2014): Later Triassic (Norian-Rhaetian) brackish to fresh water habitats at a fluvial-dominated delta plain (Seinsted, Lower Saxony, Germany). Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, **94**, 495-528
- Bartz, J. (1974): Die Mächtigkeit des Quartärs im Oberrheingraben. In: Illies, J.H. & Fuchs, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis: 78-87, Stuttgart (Schweizerbart)
- Bauer, M., Freeden, W., Jacobi, H., Neu, T. (2014): Handbuch Tiefe Geothermie. Springer, Berlin, Heidelberg, ISBN 978-3-642-54511-5, 854 Seiten
- Bauer, J.F., Meier, S., Philipp, S.L. (2015): Architecture, fracture system, mechanical properties and permeability structure of a fault zone in Lower Triassic sandstone, Upper Rhine Graben. Tectonophysics, **647-648**, 132-145
- Becker, A., Schwarz, M., Schäfer, A. (2012): Lithostratigraphische Korrelation des Rotliegend im östlichen Saar-Nahe-Becken. Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **94**, 105-133
- Behnke, C., Sonne, V., Ziekur, R. (1978): Der Niersteiner Horst. Jber. Mittl. Oberrhein. Geol. Ver., **60**, 121-134
- Behr, H. J., Heinrichs T. (1987): Geological Interpretation of Dekorp-2-S - a Deep Seismic-Reflection Profile across the Saxothuringian and Possible Implications for the Late Variscan Structural Evolution of Central-Europe. Tectonophysics, **142(2-4)**, 173-202
- Behrmann, J.H., Ziegler, P.A., Schmid, S.M., Heck, B., Granet, M. (2005): EUCOR-URGENT Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), **94**, 505-506
- Beitler, B., Chan, M.A., Parry, W.T. (2003): Bleaching of Juassic Navajo Sandstone on Colorade Plateau Laramide highs: evidence of exhumed hydrocarbon supergiants? Geologie, **31**, 1041-1044
- Bellian, J.A., Kerans, C., Jennette, D.C. (2005): Digital outcrop models: application of terrestrial scanning lidar technology in stratigraphic modeling. Journal of Sedimentary Research, **75**, 166-176
- Benderitter, Y., Cormy, G. (1990): Possible approach to the geothermal research and Relative cost estimate, in: M.H. Dickson, and M. Fanelli, Small Geothermal Resources: UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources, Rome, Italy, 61-71

- Bertleff, B., Joachim, G., Koziorowski, G., Leiber, J., Ohmert, W., Prestel, R., Stober, I., Strayle, G., Villinger, E., Werner, J. (1988): Ergebnisse von Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **30**, 27-116
- Betten, I. (2015): 3D-Laserscanning, DFN-Modellierung und Aufschlussaufnahme im Rotliegend des östlichen Saar-Nahe-Beckens. Masterarbeit, Technische Universität Darmstadt, 115 Seiten
- Beyer, D. (2010): Petrographische Untersuchungen an CO₂-Speichergesteinen am Beispiel von Rotliegend-Sandsteinen in den nördlichen Niederlanden. Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität Jena, 128 Seiten
- Beyer, D. (2015): Evolution of reservoir properties in the Lower Triassic aquifer sandstones of the Thuringian Syncline in Central Germany. Dissertation, Friedrich-Schiller-Universität Jena, 124 Seiten
- Beyer, D., Kunkel, C., Aehnelt, M., Pudlo, D., Voigt, T., Nover, G., Gaupp, R. (2014): Influence of depositional environment and diagenesis on petrophysical properties of clastic sediments (Buntsandstein of the Thuringian Syncline, Central Germany). Z. dt. Ges. Geowiss. **165**(3), 345-365
- Bigi, S., Battaglia, M., Alemanni, A., Lombardi, S., Campana, A., Borisova, E., & Loizzo, M. (2013): CO₂ flow through a fractured rock volume: Insights from field data, 3D fractures representation and fluid flow modeling. International Journal of Greenhouse Gas Control, **18**, 183-199
- Bieske, E. (1956): Grundwasserkunde, Geräte, Baustoffe. Handbuch des Brunnenbaus, 1. Band, Rudolf Schmidt, ASIN B00ZSW6TEG, 448 Seiten
- Bissen, R. (2011): Charakterisierung und Modellierung von Kluftnerzwerken am Beispiel des Piesberges (Westfal, Norddeutschland). Dissertation, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 248 Seiten
- Bitzer, F. (2007): Ergebnisse von Durchlässigkeitsuntersuchungen an permotriassischen Gesteinen der Pfälzer Mulde. Mainzer geowiss. Mitt., **35**, 17-32
- Bjørkum, P.A. (1996): How important is pressure in causing dissolution of quartz sandstones? Journal of sedimentary research, **66**, 147-154
- Bjørlykke, K., Ramm, M., Saigal, G.C. (1989): Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. Geol. Rundschau, **78**, 243-268
- Bjørlykke, K. (1996): Clay mineral diagenesis in sedimentary basins – a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. Clay minerals, **33**, 15-34
- Bjørlykke, K. (2010): Introduction to Sedimentology: Sediment Transport and Sediment Environments. In Bjørlykke (eds.): Petroleum Geoscience, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, ISBN 978-3-642-02332-3, 499 Seiten
- Bogie, I., Lawless, J.V., Rychagov, S., Belousov, V. (2005): Magmatic-related hydrothermal systems: Classification of the types of geothermal systems and their ore mineralization. In: Rychagov, S. (Ed.), Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas, Proceedings of the International Kuril-Kamchatka Field Workshop, July 16–August 6, 2005. http://web.ru/conf/kuril_kam2005/art3.pdf
- Boigk, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 330 Seiten
- Boles, J.R., Ramseyer, K. (1987): Diagenetic Carbonate in Miocene Sandstone Reservoir, San Joaquin Basin, California. AAPG Bulletin, **71**, 1475-1487
- Bonnet, R., Bour, O., Odling, N.R., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B. (2001): Scaling of fracture systems in geologic media. Reviews of Geophysics, **39**(3), 347-383

- Bordenave, M.L., Burwood, R. (1990): Source rock distribution and maturation in the Zagros orogenic belt: Provenance of the Asmari and Bangestan reservoir oil accumulations. *Advances in Organic Geochemistry, Organic Geochemistry*, **16(1-3)**, 369-387
- Boy, J.A. (2005): *Geologie von Rheinland-Pfalz*, Stuttgart, ISBN 3-510-65215-0, 400 Seiten
- Boy, J.A., Fichter, J. (1988): Zur Stratigraphie des höheren Rotliegend im Saar-Nahe-Becken (Unter-Perm; SW-Deutschland) und seiner Korrelation mit anderen Gebieten. *N Jahrbuch f. Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, **176(3)**, 331-394
- Boy, J.A. (1989): Zur Lithostratigraphie des tiefsten Rotliegend (?Ober-Karbon-?Unter-Perm) im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). *Mainzer geowiss. Mitt.*, **18**, 9-42
- Bricker, O.P., Paces, T., Johnson, C.E., Sverdrup, H. (1994): Weathering and erosion aspects of small catchment research. In: Moldan, B., Cerny, J. (eds.): *Biochemistry of small catchments: a tool for environmental research*, 85-105
- Bristow, C.S., Bailey, S.D., Lancaster, N. (2000): The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature*, **406**, 56-59
- Bruhn, D., Manzella, A., Vuataz, F., Faulds, J., Moeck, I., Erbas, K. (2010): Exploration Methods, 37-111. In: Huenges, E. (ed.): *Geothermal Energy Systems: Exploration, Development and Utilization*, Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, 463 Seiten
- Brun, J.-P., Gutscher, M.-A., DEKORP-ECORS Team (1992): Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophys.* **208** (Geodynamics of Rifting, Volume I - Case History Studies on Rifts: Europe and Asia): 139-147
- Bryant, I.D., Carr, D., Cirilli, P., Drinkwater, N., McCormick, D., Tilke, P., Thurmond, J. (2000): Use of 3D digital analogues as templates in reservoir modelling. *Petroleum Geoscience*, **6**, 195–201
- Buckley, S.J., Vallet, J., Braathen, A., Wheeler, W (2008a): Oblique helicopter-based laser scanning for digital terrain modelling and visualisation of geological outcrops. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **37**, 493–498
- Buckley, S.J., Howell, J.A., Enge, H., Tobias, K. (2008b): Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy consideration. *Journal of the Geological Society*, **165**, 625-638
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Eds.) (1976): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1 : 500 000. BGR, Hannover, 2 plates. In: Stollhofen, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. *Sedimentary Geology* **119**, 47-83
- Bundschuh, J., Suárez Arriaga, M.C. (2010): Introduction to the Numerical Modeling of Groundwater and Geothermal Systems. *Fundamentals of Mass, Energy and Solute Transport in Poroelastic Rocks*. Taylor & Francis, London, ISBN 978-0-415-40167-83
- Buntebarth, G. (1989): *Geothermie – Eine Einführung in die allgemeine und angewandte Wärmelehre des Erdkörpers*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, ISBN 978-3540104230, New York, 156 Seiten
- Bußmann, W., Rüter, H. (2011a): Induzierte Seismizität und geothermische Energienutzung (1). *Erdöl Erdgas Kohle*. **127(1)**, 14-19
- Bußmann, W., Rüter, H. (2011b): Induzierte Seismizität und geothermische Energienutzung (2). *Erdöl Erdgas Kohle*. **127(2)**, 75-78

- Cabeza, L.F. (2015): *Advances in Thermal Energy Storage Systems*. Elsevier. ISBN 978-1-78242-088-0, 592 Seiten
- Chan, M.A., Perry, W.T., Bowman, J.R. (2000): Diagenetic Hematite and Manganese Oxides and Fault-Related Fluid Flow in Jurassic Sandstones, Southeastern Utah. *AAPG Bulletin*, **84(9)**, 1281-1310
- Clauser C, Villinger, H. (1990): Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben. *Geophys. J. Int.* **100**, 393-414
- Clauser, C., Huenges, E. (1995): Thermal conductivity of Rocks and Minerals. *Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants*. AGU Reference Shelf 3, 105-126
- Clauset, A., Shalizi, C.R., Newman, M.E. (2009): Power-law distributions in empirical data. *SIAM review*, **51(4)**, 661-703
- Clemmensen, L.B. (1987): Complex star dunes and associated Aeolian bedforms, Hopeman Sandstone (Permo-Triassic), Moray Fifth Basin, Scotland. *Geological Society, London, Special Publications*, **35**, 213-231
- Cocks, L.R.M., Fortey, R.A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *J. Geol. Soc Lond*, **139**, 465-478
- Cookerboon, H.O., Bustin, R.M. (1999): Pore water evolution in sandstones of the Groundhog Coalfield, northern Bower Basin, British Columbia. *Sed. Geol.* **123**, 129-146
- Cooper, H., Jacob, C. (1946): A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Am. Geophys. Union Trans*, **27**, 526–534
- Corbeanu, R. M., Soegaard, K., Szerbiak, R.B., Thurmond, J.B., McMechan, G.A., Wang, D., Snelgrove, S., Forster, C.B., Menitove, A. (2001): Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores, and 3-D ground-penetrating radar: example from the Middle Cretaceous Ferron Sandstone, East-Central Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **85**, 1583–1608
- Cord, M. (1994): *Diagenese äolischer Sandsteine im Oberrotliegenden Norddeutschlands*. Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 119 Seiten
- Cuevas Gozalo, M., Martinus, A. W. (1993): Outcrop data-base for the geological characterization of fluvial reservoirs: an example from distal fluvial fan deposits in the Loranca Basin, Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, **73**, 79–94
- Crone, A.J. (1975): *Laboratory and field studies of mechanically infiltrated matric clay in arid fluvial sediments*. Dissertation, University of Colorado, 701 Seiten
- Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. (1995): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, ISBN 978-3-642-771518-5, 611 Seiten
- Dalrymple, M. (2001): Fluvial reservoir architecture in the Statfjord Formation (northern North Sea) augmented by outcrop analog statistics. *Petroleum Geoscience*, **7**, 115–122
- Deer, W.H., Howie, R.A. und Zussman, J. (1992): *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. Ausgabe, Prentice Hall, Harlow, ISBN 978-0582300941, 696 Seiten
- Derer, C.E. (2003): *Tectono-sedimentary evolution of the northern Upper Rhine Graben (Germany), with special regard to the early syn-rift stage*. Dissertation, Rheinische Friedrichs-Wilhelms-Universität Bonn, 99 Seiten
- Dershowitz, W.S., Herda, H.H. (1992): Interpretation of fracture spacing and intensity. *The 32th US Rock Mech. Symp.*, Santa Fe, NM, 757-766
- Dershowitz, W.S., Lee, G., Geier, J., Foxfort, T., LaPointe, P., Thomas, A. (1998): *FracMan Interactive Discrete Feature Data Analysis*. Geometric modeling and exploration simulation, User Documentation, Golder Associates Inc., Seattle

- Dershowitz, W.S., La Pointe, P.R., Doe, T.W. (2004): Advances in discrete fracture network modeling. Proceedings of the US EPA/NGWA Fractures Rock Conference, Portland, 882-894
- Deutsche Gesellschaft für Geotechnik e.V. / Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften e.V. (eds.) Empfehlung Oberflächennahe Geothermie – Planung, Bau, Betrieb und Überwachung – EA Geothermie. Ernst und Sohn, Berlin, ISBN 978-3-433-02967-1, 300 Seiten
- Deutsche Stratigraphische Kommission (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift system: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, **389**, 1-33
- Dickinson, W.R., Suczek, C. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin*, **63**, 2164-2182
- Dickinson, W.R., Beard, S., Brakenbridge, F., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, P., Ryberg, P. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, **64**, 233-235
- Dickinson, W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed): *Provenance of arenites*, Dordrecht, Reidel, ISBN 978-94-017-2809-6, **148**, 333-361
- Dickson, M.H., Fanelli, M. (2003): *Geothermal Energy: Utilization and Technology*. Earthscan, London, ISBN 978-1844071845, 205 Seiten
- DiPippo, R. (2008): *Geothermal Power Plants - Principles, Applications, Case Studies and Environmental Impact*. - 2nd Edition. Butterworth-Heinemann (Elsevier), Oxford, 520 Seiten
- DoebI, F. (1967): The Tertiary and Pleistocene Sediments of the Northern and Central Part of the Upper Rhinegraben. *Abh. des Geol. L.-Amt B.-Württ.*, **6**, 48-54
- DoebI, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. In: Illies, J.H., Mueller, S. [Hrsg.]: *Graben Problems*: 56-66. Stuttgart (Schweizerbart)
- DoebI, F., Teichmüller, R., (1979): Zur Geologie und heutigen Geothermik im mittleren Oberrheingraben. *Fortschr. Geol. Rheinld und Westf.*, **27**, 1-17
- Donselaar, M.E., Schmidt, J.M. (2005): Integration of outcrop and borehole image logs for high-resolution facies interpretation: example from a fluvial fan in the Ebro Basin, Spain. *Sedimentology*, **52**, 1021–1042
- Dreyer, T. (1990): Sand body dimensions and infill sequences of stable, humid-climate delta plain channels. *North Sea Oil and Gas Reservoirs*, **II**, 337-351
- Dreyer, T. (1993): Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Palaeocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain. In: Marzo, M., Puigdefabregas, C. (eds), *Alluvial Sedimentation*. International Association of Sedimentologists, Special Publications, **17**, 337–362
- Dreyer, T., Fält, L.-M., Høy, T., Knarud, R., Steel, R. & Cuevas, J. L. (1993): Sedimentary architecture of field analogs for reservoir information (SAFARI): a case study of the fluvial Escanilla Formation, Spanish Pyrenees. In: Flint, S. S. & Bryant, I. D. (eds), *The Geologic Modeling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogs*. International Association of Sedimentologists, Special Publications, **15**, 57-80
- Duffield, M. G. (2007): *Aqtesolv User's Guide*. HydroSOLV Inc. Reston, USA.

- Durand, B., Alpern, B., Pittion, J.L., Pradier, B. (1986): Reflectance of vitrinite as a control of thermal history in sediments. In Burrus, J. (ed.), Thermal Modeling in Sedimentary Basins, Editions Technip, ISBN 978-2710805045, Paris, 624 Seiten
- Ehrenberg, S.N. (1989): Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones - Discussion - Compaction and Porosity Evolution of Pliocene Sandstones, Ventura-Basin, California - Discussion. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **73**, 1274-1276
- Ehrenberg, S.N. (1990): Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstone. AAPG Bulletin, **67**, 160-165
- Ehrenberg, S.N. (1991): Kaolinized, potassium-leached zones at the contact of the Garn Formation, Haltenbanken, mid-Norwegian Continental Shelf, Mar. Petro. Geol., **8**, 250-269
- Ehrenberg, S.N. (1993): Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by graincoating chlorite: Exmaples from the Norwegian Continental Shelf. AAPG Bulletin, **77**, 1260-1286
- Ehrenberg, S.N. (1995): Measuring sandstone compaction from modal analyses of thin sections: How to do it and what the results mean. J. Sediment. Res., **A65**, 369-379
- Eisbacher, G.H., Lüschen, E., Wickert, F. (1989): Crustal scane thrusting and extension in the Hercanian Schwarzwald and Vosdes, Central Europe. Tectonics, **8**, 1-21
- El Dakak, W. (2015): Influence of Temporal Variation of Water Saturation on Shallow Geothermal Systems Using Numerical Modeling. Masterarbeit, Technische Universität Darmstadt, 85 Seiten
- Emery, D., Smalley, P.C., Oxtoby, N.H. (1993): Synchronous oil migration and cementation in sandstone reservoirs demonstrated by quantitative description of diagenesis. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A, **344**, 115-125
- Enge, H.D., Buckley, S.J., Rotevatn, A., Howell, J.A. (2007): From outcrop to reservoir simulation model: workflow and procedures. Geosphere, **3**, 469-490
- Erneuerbare-Energien-Gesetz vom 21. Juli 2014 (BGBl. I S. 1066), das zuletzt durch Artikel 1 des Gesetzes vom 29. Juni 2015 (BGBl. I S. 1010) geändert worden ist.
- Eschard, R., Doligez, B., Beucher, H. (2002): Using quantitative outcrop databases as a guide for geological reservoir modeling. In: Armstrong, M., Bettini, C., Champigny, N., Galli, A. & Remacre, A. (eds), Geostatistics Rio 2000. Kluwer, Dordrecht, 7–17
- Eschard, R., Deschamps, R., Doligez, B., Lerat, O. (2013): Connectivity estimation between turbidic channels and overbank deposits from the modeling of an outcrop analogue (Pab Formation, Maastrichtian, Pakistan). Geological Society, London Special Publications, **387(1)**, 203-231
- Espitalie, J., Laporte, L.J., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A. (1977): Methode rapide de characterization des roches mères, de leur potential petrolier et de leur degree devolution. Rev., Inst. Franc. Pétrole, **32**, 32-42
- Etheridge, M.A. (1986): On the reactivation on extensional fault systems. Philosophical Transaction Royal Society of London, **A317**, 179-194
- Etheridge, M.A., Bransson, J.C., Stuart-Smith, P.G. (1987): The Bass, Gippsland and Otway basins, southeast Australia: A branched rift system formed by continental extension. In: Beaumont, C., Tankard, A.J. (Eds.), Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms. Mem. Can. Soc. Pet. Geol. **12**, 147–162
- Evans, J.P., Forster, C.B., Goddard, J.V. (1997): Permeability of fault-related rocks and implications for hydraulic structure of fault zones. J. Struct. Geol., **19**, 1393–1404
- Fabuel-Perez, I., Hodgetts, D., Redfern, J. (2010): Integration of digital outcrop models (DOMs) and high resolution sedimentology – workflow and implications for geological

- modelling: Oukaimeden Sandstone Formation, High Atlas (Morocco). *Petroleum Geoscience*, **16**, 133–154
- Fang, H., Huayao, Z., Zaisheng, G. (2010): Preferential petroleum migration pathways and prediction of petroleum occurrence in sedimentary basins: a review. *Petroleum Science*, **7**(1), 2-9
- Faro (2013): software manual
- Faulds, J. E., Bouchot, V., Moeck, I., Oguz, K. (2009): Structural controls of geothermal systems in Western Turkey: A preliminary report. *GRC Transactions*, **33**, 375–383
- Faulds, J. E., Coolbaugh, M., Bouchot, V., Moeck, I., Oguz, K. (2010): Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the Basin and Range, USA, and western Turkey: Developing successful exploration strategies in extended terranes. *Proceedings of World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-30 April 2010*; paper 1163: 11 Seiten
- Feldrappe, H., Obst, K., Wolfgramm, M. (2008): Die mesozoischen Sandstein-Aquifere des Norddeutschen Beckens und ihr Potential für die geothermische Nutzung. *Zeitschr. Geol. Wiss.*, **36**, 199-222
- Fetter, C.W. (2000): *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall, 4th edition. ISBN 978-0130882394, 598 Seiten
- Fielding, C.R., Crane, R.C. (1987): An application of statistical modeling to the prediction of hydrocarbon recovery factors in fluvial reservoir sequences. *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, **39**, 321-327
- Filomena, C.M., Hornung, J., Stollhofen, H. (2014): Assessing accuracy of gas-driven permeability measurements: a comparative study of diverse Hassler-cell and probe permeameter devices. *Solid Earth*, **5**(1), 1-11
- Fisher, R. (1953): Dispersion on a sphere. *Proc. Royal Soc., London*, **A217**, 295-305
- Flint, S.S., Bryant, I.D. (1993): The Geologic Modeling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogs. *International Association of Sedimentologists, Special Publications*, **15**
- Flöttmann, T., Oncken, O. (1992): Constraints on the evolution of the Mid German Crystalline Rise – a study of outcrops west of the river Rhine. *Geol. Rdsch.*, **81**, 515-543
- Folk, R.L. (1976): Reddening of desert sands: Simpson Desert, N.T., Australia. *J. Sedim. Pet.*, **46**, 604-615
- Forster, C. B., Snelgrove, S. H., Lim, S. J., Corbeanu, R. M., McMechan, G. A., Soegaard, K., Roche, K. (2004): 3-D fluid flow simulation in a clastic reservoir analog, based on integrated 3-D GPR and outcrop data from the Ferron Sandstone at Coyote Basin, Utah. In: Chidsey, T. C., Jr, Adams, R. D. & Morris, T. H. (eds), *Regional to Wellbore Analog for Fluvial-Deltaic Reservoir Modeling: The Ferron Sandstone of Utah*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, **50**, 405-425
- Foxford, K.A., Garden, I.R., Guscott, S.C., Burley, S.D., Lewis, J.J.M., Walsh, J.J., Watterson, J. (1996): The Field Geology of the Moab Fault. In: Huffman AC, Lund WR, Godwin LH (eds.), *Geology and Resources of the Paradox Basin, Utah Geol. Assoc. Guidebook*, **25**, 256-283
- Franke, W.R. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Europe. *Geological Society of America Bulletin*, **230**, 67-90
- Franke, W.R. (1995): Geodynamic evolution. In: Dallmayer, Franke, D.W. Weber, K.W. (eds.), *The Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin, ISBN 978-3-642-77518-5, 579-594
- Franke, W.R. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, edited by W. Franke, V. Haak, O. Oncken and D. Tanner, *Geological Society Special Publications*, London, 35-61

- Franke, W.R., Oncken, O. (1990): Geodynamic evolution of the North-central Variscides – a comic strip. – In: Freeman, R., Giese, P., Mueller, S. (eds.): The European geotraverse: integrative studies, 187-194
- Fuchs, S., Schütz, F., Förster, H.J., Förster A. (2013): Evaluation of mathematical models for predicting thermal conductivity of sedimentary rocks. Correction charts and new conversion equations. *Geothermics*, **47**, 40-52
- Füchtbauer, H. (1983): Facies controls on sandstone diagenesis. In Parker, A. und Sellwood, B.W. (Eds.) *Sediment Diagenesis*, **115**, 269-288
- Füchtbauer, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine* – 4. Auflage. Schweizerbart, Stuttgart, ISBN 978-3-510-65138-2, 1141 Seiten
- Garden, I.R., Guscott, S.C., Burly, S.D., Fosford, K.A., Walsh, J.J., Marshall, J. (2001): An exhumed palaeo-hydrocarbon migration fairway in a faulted carrier system, Entrada Sandstone of SE Utah, USA. *Geofluids*, **1**, 195-213
- Gaupp, R., Matter, A., Platt, J., Ramseier, K., Walzebuck, J. (1993): Diagenesis and Fluid Evolution of Deeply Buried Permian (Rotliegende) Gas Reservoirs, Northwest Germany. *AAPG Bull.*, **77(7)**, 1111-1128
- Gaupp, R. (1996): Diagenesis types and their application in diagenesis mapping. *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1(11/12)*, 1183-1199
- Gaupp, R., Brenner, S.L. (2006): Diagenese-Upscaling-Techniken für die Reservoir-Simulation mit Hilfe geostatistischer Verfahren: Vorstudie zur Einsatzmöglichkeit des Semivariogramm- Verfahrens. DGMK- Forschungsbericht, DGMK: Hamburg, 68 Seiten
- Gaupp, R., Okkerman, J.A. (2011): Diagenesis and reservoir quality of Rotliegend Sandstones in the Northern Netherlands – a review. In Gröth, J. und Gaupp, R (Eds.): *The Permian Rotliegend of the Noetherlands*. SEPM-Spec. Publ., **89**, 193-226
- Gawthorpe, R.L., Hurst, J.M. (1993): Transfer zones in extensional basins: their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *J. Geol. Soc. London*, **150**, 1137–1152
- GeORG-Projektteam (2013): Geopotenziale des tieferen Untergrunds im Oberrheingraben, Fachlich-Technischer Abschlussbericht des Interreg-Projekts GeORG, Teil 2: Geologische Ergebnisse und Nutzungsmöglichkeiten, 346 Seiten
- Gianelli, G., Grassi, S. (2001): Water-rock interaction in the active geothermal system of Panetelleria, Italy. *Chemical Geology*, **181(1/4)**, 113–130
- Gibbs, A.D. (1984): Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London* **141**, 609–620
- Gibbs, A.D. (1990): Linked fault families in basin formation. *J. Struct. Geol.* **12**, 795–803
- Gibling, M.R. (2006): Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 731-770
- Giles, M.R. (1997): *Diagenesis: a Quantitative Perspective: Implications for Basin Modelling and Rock Property Prediction*. Kluwer academic publishers, Dordrecht, ISBN 978-0-7923-4814-6, 526 Seiten
- Giles, M. R., Stevenson, S., Martin, S.V., Cannon, S.J.C., Hamilton, P.J., Marshall, J.D., Samways, G.M. (1992): The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group. A regional perspective. In: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., Brown, S. (ed.): *Geology of the Brent Group*. – Geological Society London Special Publications, **61**, 289-328.
- Giroud, N. (2008): *A Chemical Study of Arsenic, Boron and Gases in High-Temperature Geothermal Fluids in Iceland*. Dissertation at the Faculty of Science, University of Iceland, 110 Seiten

- Goutorbe, B., Lucazeau, F., Bonneville, A. (2007): Comparison of several BHT correction methods: a case study of an Australian data set. *Geophysical Journal International*, **170**, 913-922
- Grammar, G.M., Harris, P.M., Eberli, G.P. (2004): Integration of modern and outcrop analogs in reservoir modeling: overview and examples from the Bahamas. *American Association of Petroleum Geologists, Memoirs*, **80**, 1–22
- Grasby, S. E., Hutcheon, I. (2001): Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **38**, 427–440
- Grötsch, J., Gaupp, R. (2011): Foreword by the editors. In Grötsch, J. & Gaupp, R. (eds.): *The Permian Rotliegend of the Netherlands (2011) SEPM Special Publications*, **98**, 3-6
- Guillou, L., Mareschal, J-C, Jaupart, C., Gariépy, C., Bienfait, G., Lapointe, R. (1994): Heat flow, gravity and structure of the Abitibi belt, Superior Province, Canada: implications for mantle heat flow. *Earth and Planetary Science Letters*, **122**, 103-123
- Hahn, H.-D. (1990): Fazies grobklastischer Gesteine des Unterdevons (Graue Phyllite bis Taunusquarzit) im Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). Dissertation, Philipps-Universität Marburg, 173 Seiten
- Haneke, J., Gäde, C.W., Lorenz, V. (1979): Zur stratigraphischen Stellung der rhyolitischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar–Nahe-Gebietes und der Urangehalt des Kohlen-Tuff-Horizontes an der Kornkiste bei Schallodenbach/Pfalz. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* **130**, 535–560
- Haneke, J. (1987): Zur Genese und stratigraphisch-tektonischen Stellung eines permokarbonen Rhyolith-Domes im Saar-Nahe-Gebiet (SW-Deutschland). – Pollichia Buch, **10**, 147 Seiten
- Haneke, J. (2009): Magmatite des Rotliegend, in *Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25.000, Erläuterungen Blatt 6314 Kirchheimbolanden*, 28-30, Landesamt für Geologie und Bergbau, Mainz
- Hänel, R., Staroste, E. (1988 und 2002): Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland. Publ. No. EUR 11026 und 17811 of the European Commission Office of Official Publications of the European Communities, Luxemburg
- Hantush, M.S. (1964): *Hydraulics of wells*. Academic Press. New York, London, 281-442
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Picton, C.A.G., Smith, A.G., Walters, R.W. (1982): *A geologic time scale*, Cambridge, 131 Seiten
- Hartmann, A., Rath, V., Clauser, C. (2005): Thermal conductivity from core and well log data. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **42**, 1042-1055
- Hasner, K. (2004): Untersuchungen an Hämatit-Tonmineralkrusten in Rotliegendesandsteinen des Norddeutschen Beckens. Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität Jena, 141 Seiten
- Henk, A. (1991): Structure of the Saar-Nahe-Basin (SW-Germany) from DEKORP profiles 1-C and 9-N. *Am. Geophys. Geodyn. Ser.* **22**, 91-95
- Henk, A. (1992): Mächtigkeit und Alter der erodierten Sedimente im Saar–Nahe-Becken (SW-Deutschland). *Geol. Rundsch.* **81**, 323–331.
- Henk, A. (1993a): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). *Geol. Rundschau.* **82**, 3-19
- Henk, A. (1993b): Late orogenic basin evolution in the Variscan Internides: the Saar-Nahe Basin, southwest Germany. *Tectonophysics*, **223**, 273-290
- Henk, A. (1997): Gravitational orogenic collapse vs plate-boundary stresses: a numerical modelling approach to the Permo-Carboniferous evolution of Central Europe. *Geol. Rundsch.* **86**, 39-55
- Hertle, M. (2003): Numerische Simulation der geologischen Entwicklungsgeschichte des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens. Dissertation, RWTH Aachen, 154 Seiten

- Hesse, J. (2011): Untersuchung des geothermischen Potenzials der effusiven Vulkanite der permischen Donnersberg-Formation. Studienarbeit, Technische Darmstadt, 84 Seiten
- Hiatt, E.E., Kayser, T.K. (2000): Links between Depositional and Diagenetic Processes in Basin Analysis: Porosity and Permeability Evolution in Sedimentary Rocks. S. 63-92 in Kayser, K. (ed.) Fluids and Basin Evolution. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, 262 Seiten
- Hochstein, M. P. (1988): Assessment and modeling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). *Geothermics*, **17-1**, 15-49
- Hodgetts, D., Drinkwater, N.J., Hodgson, J., Kavanagh, J., Flint, S.S., Keogh, K.J. Howell, J. A. (2004): Three-dimensional geological models from outcrop data using digital data collection techniques: an example from the Tanqua Karoo depocentre, South Africa. Geological Society, London, Special Publications, **239**, 57-75
- Hodgetts, D. (2013): Laser scanning digital outcrop geology in the petroleum industry: a review. *Marine and Petroleum Geology*, **46**, 335-354
- Hölting, B., Coldewey, W. (2012): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Spektrum Akademischer Verlag. Heidelberg, Neckar. XXVIII, 436 Seiten
- Homuth, S. (2014): Aufschlussanalogstudie zur Charakterisierung oberjurassischer geothermischer Karbonatreservoirs im Molassebecken. Dissertation, Technische Universität Darmstadt, 302 Seiten
- Homuth, S, Götz, A, E., Sass, I. (2014): Lithofacies and depth dependency of thermo- and petrophysical rock parameters of the Upper Jurassic geothermal carbonate reservoirs of the Molasse Basin. *Z. dt. Ges. Geowiss. (German J. Geosci.)*, **165**, 469-486
- Homuth, S., Rühaak, W., Bär, K., Sass, I. (2013): Medium Deep High Temperature Heat Storage. Proceedings of the European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italy, ISBN 978-2-8052-0226-1
- Hood, A., Gutjahr, C.C.M., Heacock, R.L. (1975): Organic Metamorphism and the generation of petroleum. *AAPG Bulletin*, **59**, 986-996
- Hornung, J., Aigner, T. (2004): Sedimentäre Architektur und Poroperm-Analyse fluviatiler Sandsteine: Fallbeispiel Coburger Sandstein, Franken. *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B*, **18**, 121-138
- Houseknecht, D.W. (1987): Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bulletin*, **71(6)**, 633-642
- Houseknecht, D.W. (1988): Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 228-246
- Howell, J.A., Allard, W.M., Good, T.R. (2014): The application of outcrop analogues in geological modeling: a review, present status and future outlook. Geological Society, London, Special Publications, **387**, 1-25
- Hurter, S., Schellschmidt, R. (2003): Atlas of geothermal resources in Europe. *Geothermics*, **32(4-6)**, 779-787
- Illies, J.H. (1972): The Rhine graben rift system-plate tectonics and transform faulting. *Geophysical surveys*, **1**, 27-60
- Illies, J.H. (1975): Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. *Geologische Rundschau*, **64**, 677-699
- Illies, J.H. (1977): Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. *Geol. En. Mijnbouw* **56(4)**, 329-350
- Illies, J.H. (1978): Two Stages Rheingraben Rifting. In: Ramberg, I.B., Neumann, E.R. (Eds): Tectonic and geophysics of continental rifts. D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 63-71

- Jahn, F., Graham, M., Cook, M. (2008): Hydrocarbon Exploration & Production - 2. Edition. Elsevier, ISBN 978-0-444-53236-7, 444 Seiten
- Jaritz, R. (1999): Quantifizierung der Heterogenität einer Sandsteinmatrix am Beispiel des Stubensandsteins (Mittlerer Keuper, Württemberg). Tübinger Geol. Arbeiten, **C 48**, 104 Seiten
- Jaupart, C., Labrosse, S., Mareschal, J.-C. (2007): Elsevier, Temperatures, heat and energy in the mantle of the Earth, in Treatise on Geophysics. Mante Dynamics, **7**, 253-303
- Jordan, F., Koch, E. (1984): Neue seismische und strukturelle Ergebnisse zur Geologie des Saar-Nahe-Gebietes. Erdöl, Erdgas Z., **100**, 222–228
- Jung, R., Röhling, S., Ochmann, N., Rogge, S., Schellschmidt, R., Schulz, R. & Thielemann, T. (2002): Abschätzung des technischen Potenzials der geothermischen Stromerzeugung und der geothermischen Kraft-Wärme-Kopplung (KWK) in Deutschland. Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (Hannover; Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover); Institut für Energiewirtschaft und Rationelle Energieanwendung (IER) der Universität Stuttgart.
- Kaltschmitt, M., Streicher, W., Wiese, A. (2003): Erneuerbare Energien – Systemtechnik, Wirtschaftlichkeit, Umweltaspekte. - 4. aktualisierte, korrigierte und ergänzte Auflage. Springer, Berlin-Heidelberg, 702 Seiten
- Kaltschmitt, M., Huenges, C., Wolff, H. (2006): Energie aus Erdwärme,. Springer, Heidelberg 265 Seiten, Heidelberg
- Kayser, A. (2006): Herkunft, Auftreten und Visualisierung von Permeabilitätsbarrieren in einer Gaslagerstätte in Sandsteinen des Rotliegenden (Südliches Permbecken, Deutschland): Bedeutung für Diagenese, Fluidfluß und Produktion. Dissertation, Philipps-Universität Marburg, 206 Seiten
- Kemeny, J., Post, R. (2003): Estimating three-dimensional rock discontinuity orientation from digital images of fracture traces. Computers & Geosciences, **29(1)**, 65-77
- Kemeny, J., Turner, K., Norton, B. (2006): LIDAR for rock mass characterization: hardware, software, accuracy and best-practices. In Tonon, F. & Kottenstette, J. (eds): Laser and Photogrammetric Mathos for Rock Face Characterization. American Rock Mechanics Accociation, Alexandria, **49-62**
- Kersten, T., Sternberg, H., Mechelke, K., Lindstaedt, M. (2008): Datenfluss im terrestrischen Laserscanning – Von der Datenerfassung bis zur Visualisierung. Terrestrisches Laserscanning (TLS2008), Schriftenreihe des DVW, **54**, Beiträge zum 79. DVW-Seminar am 6. und 7. November 2008 in Fulda, Wißner-Verlag, Augsburg, 31-56
- Kharaka, Y.K., Law, L.M., Carothers, W.W., Goerlitz, D.F. (1986): Role of organic species dissolved in formation waters from sedimentary basins in mineral diagenesis. In Gautier, D.L. [Ed.]. Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis, SEPM Spec. Pub., **38**, 111-122.
- Klaeske, U. (2012): Untersuchung der hydraulischen Kennwerte des Permokarbons in Hessen und Rheinland-Pfalz. Diplomarbeit, Technische Universität Darmstadt, 95 Seiten
- Klinkenberg, L.J. (1941): The permeability of porous media to liquids and gases. Drilling Production Practice, API, 200-213
- Klügel, T. (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze – Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus. Geol. Abh. Hessen, **101**, 215 Seiten.
- Kneuper, C. (1976): Regional-geologische Folgerungen aus der Bohrung Saar 1. Geologisches Jahrbuch, **A27**, 499-510
- Koegh, K.J., Leary, S., Martinius A.W., Scott, A.S.J. Riordan, S., Voste, I., Gowland, S., Taylor, A.M, Howell, J. (2014). Data capture for multiscaling modeling of the Lourinha

- Formation, Lusitanian Basin, Portugal: an outcrop analogue for the Stratfjord Gropu and future directions. Geological Society, London, Special Publications, **387**, 27-56
- Kohlhepp, B. (2013): Untersuchungen zu Fazies, Diagenese und Poren-/Mineralgrenzflächen an Rotliegend-Sandsteinen im Rahmen einer Analogstudie zur Wirkung von CO₂ auf Gasspeichersysteme. Dissertation, Friedrich-Schiller Universität Jena, 243 Seiten
- Kolditz, O. (1995): Modelling flow and heat transfer in fractured rocks: Conceptual model of a 3D deterministic fracture network. *Geothermics*, **24(3)**, 451-470
- Königshof, R., Linnemann, U. (2008): The Rheno-Hercynian, Mid-German Crystalline and Saxo-Thuringian Zones (Central European Variscides). Excursion guide, 20th Int. Senckenberg Conf. and 2nd Geinitz Conf.: "From Gondwana and Laurussia to Pangea: Dynamics of Ocenas and Supercontinents": 159 S. Final Meeting IGCP 497 and IGCP 499, Frankfurt am Main, Dresden
- Konrad, H. J. (1965): Die Tholeyer Gruppe (ru3) an der Südostflanke des Pfälzer Sattels. *Neues Jahrbuch Geol. Paläontol., Abh.* **132**, 257-284.
- Konrad, H.-J. (1969): Die Tholeyer Gruppe (ru 3) and der Südostflanke des Pfälzer Sattels. *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **132**, 257-284
- Korsch, R.J., Schäfer, A. (1991): Geological interpretation of DEKORP deep seismic reflection profiles 1C and 9N across the Variscan Saar–Nahe Basin, south-west Germany. *Tectonophysics*, **191**, 127–146
- Korsch, R.J., Schäfer, A. (1995): The Permo-Carboniferous Saar-Nahe-Basin, south-west Germany and north-east France: basin formation and deformation in a strike-slip regime. *Geol. Rundschau*, **84**, 293-318
- Kossmat, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. *Abh. Sächs. Geol. L.-A.*, **1**, 1-39
- Kowalczyk, G., H. Murawski, J. Prüfert (1978): Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südtail der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F.*, **60**, 181-205
- Kowalczyk, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. Hessisches Landesamt für Bodenforschung. ISSN 0341-4043, Wiesbaden, 99 Seiten
- Kowalczyk, G. (2001); Permokarbon des Sprendlinger Horstes und der westlichen Wetterau (Exkursion I am 20.643 April 2001). *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.* **83**, 211-236
- Kozel, R., Stets, J. (1989): Schwemmfächer-Bildungen und fluviatile Sedimente am Nordrand der Wittlicher Senke (Oberrotliegend, Rheinisches Schiefergebirge). *Z.d.t. geol. Ges.*, **140**, 277-293
- Kruseman, G. P., de Ridder, N. A. (1973): Untersuchung und Anwendung von Pumpversuchsdaten. Rud. Müller, Köln-Braunsfeld. 191 Seiten
- Kukkonen, I., Suppala, I. (1999): Measurements of thermal conductivity and diffusivity in situ: literature survey and theoretical modelling of measurements. Report POSIVA, **99-1**, Geological Survey of Finland.
- Kümmerle, E., Semmel, A. (1969): Erläuterung zur geologischen Karte von Hessen 1:25000. Blatt 5916 Hochheim am Main. Wiesbaden
- Lambiase, J.J. (1990): A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: Katz, B.J. [Ed.]: Lacustrine basin exploration – case studies and modern analogs. AAPG Memoir, **50**, 265-276
- Lampe, C. (2001): The effects of hydrothermal fluid flow on the temperature history of the northern Upper Rhine Graben: Numerical simulation studies. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, **8**, 1-126

- Langmuir, D. (1997): Aqueous environmental geochemistry. Prentice Hall, New Jersey, ISBN 978-0023674129, 600 Seiten
- Langguth, H. R., Voigt, R. (2004): Hydrogeologische Methoden. Springer. Berlin, New York XIV, ISBN 978-3540211266, 1005 Seiten
- Larson, E.E. und Walker, T.R. (1975): Development of chemical remanent magnetization during early stages of red-bed formation in Late Cenozoic sediment, Baja California. Geol. Soc. Am. Bull., **86**, 639-650
- Lato, M., Diedrichs, M.S., Hutchinson, D.J., Harrap, R. (2008): Optimization of LiDAR scanning and processing for automated structural evaluation of discontinuities in rockmasses. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **46(1)**, 194-199
- Lausberg, S., Noll, R., Kerp, H. (2003): Die Floren der Rhyolithischen Tuffserien im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens: Olsbrücken (RT II). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **227**, 63-92
- Laux, D., Henk, A. (2015): Terrestrial laser scanning and fracture network characterization – perspectives for a (semi-)automatic analysis of point cloud data from outcrops. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **166(1)**, 99-118
- Lawless, J.V., White, P.J., Bogie, I., Andrews, M.J. (1995): Tectonic features of Sumatra and New Zealand in relation to active and fossil hydrothermal systems: A comparison. Proceedings of the PACRIM '95 Congress, Publication Series Australasian Institute of Mining and Metallurgy, **9/95**, 311–316
- Leeder, M.R., Gawthorpe, R.L. (1987): Sedimentary models for extensional tilt-block/half graben basins. In Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L., Continental extensional tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **28**, 139-152
- Ledru, P., Frottier, L. G. (2010): Reservoir Definition, 1-36. In: Huenges, E. (ed.), Geothermal Energy Systems: Exploration, Development and Utilization, Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, 463 Seiten
- Lippolt, H.J., Hess, J.C. Holub, V.M., Pesek, J. (1986): Correlation of Upper Carboniferous deposits in the Bohemian Massif (Czechoslovakia) and in the Ruhr District (FR Germany): evidence from Ar-40/A-39 ages of tuff layers. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **137**, 447-464
- Lippolt, H.J., Kirsch, H., Plein, E. (1990): Karbonische und permische Vulkanite aus dem Untergrund des nördlichen Oberrheingrabens: Art, Altersbestimmung und Konsequenz. Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., **72**, 227-242
- Lister, C.R.B., Sclater, K.G., Davis, R.R., Vinninger, H., Nagahira, S. (1990): Heat flow maintained in ocean basins of great age: investigations in the north equatorial west Pacific. Geophysical journal, **102**, 603-630
- Littke, R., Brauckmann, F.J., Radke, M., Schaefer, R.G. (1996): Solid bitumen in Rotliegend gas reservoirs in Northern Germany: implications for their thermal and filling history. Zbg. Geol. Paläont., **1(11/12)**, 1275-1291
- Lockner, D.A., Naka, H., Tanaka, H., Ito, H., Ikeda, R. (2000): Permeability and strength of core samples from the Nojima fault of the 1995 Kobe earthquake. In: GSJ Internal Report No. EQ/00/1, Proceedings of the Internal Workshop on Nojima Fault Core and Borehole Date Analysis 147-157
- Lønøy, A., Akselen, J, Rønning, K. (1986): Diagenesis of deeply buried sandstones from a deeply buried sandstone reservoir: Hild Field, Northern North Sea. Clay Minerals, **21**, 497-511
- Lorenz, V. (1976): Formation of Hercynian subplates, possible causes and consequences. Nature, **262**, 374-377

- Lorenz, V., Haneke, J. (1981): Zur Geologie des Donnerberges. Dannenfels, 136-155
- Lorenz, V., Nichols, I.A. (1984): Plate tectonics and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Palaeozoic. *Tectonophysics*, **107**, 25-26
- Luthi, S.M., Flint, S.S. (2013): The application of outcrop-based research boreholes for reservoir modelling: potential, challenges and pitfalls. Geological Society, London, Special Publications, **387(1)**, 233-246
- Lützner, H., Kowalczyk, G. (2012): Stratigraphie von Deutschland X, Rotliegend Teil 1: Innervariscische Becken. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 61, Hannover, ISBN 978-3-510-49225-1, 882 Seiten
- Machel, H.G. (2001): Bacterial and thermodynamic sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights. *Sed. Geol.*, **140**, 143-175
- Mah, J., Samson, C., McKinnon, S.D. (2011): 3D laser imaging for joint orientation analysis. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **48(6)**, 932-941
- Manning, C.E., Ingebritsen, S.E. (1999): Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems. *Rev. Geophys.*, **37**, 1379-1405
- Marell, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. *Geol. Abh. Hessen*, **89**, 128 Seiten, Wiesbaden
- Marell, D., Kowalczyk, G. (1986): Höheres Rotliegendes in der Wetterau - Gliederung und Sedimentologie. *Geologisches Jahrbuch Hessen*, **114**, 227–248
- Matlack, K.S., Houseknecht, D.W. und Appelin, K.R. (1989): Emplacement of clay into sand by infiltration. *J. Sedim. Pet.*, **59**, 77-87
- Mayer, M.L. (2007): Die Geologie zwischen Wallhausen und Simmertal, SW-Deutschland. Diplomkartierung, Technische Universität Darmstadt, 66 Seiten
- McBride, E.F. (1963): A classification of common sandstones. *J. Sed. Petrol.*, **33(3)**, 664-669
- McCann, T., Pascal, C., Timmerman, M.J., Krywiec, P., Lopez-Gomez, J., Wetzel, A., Krawczyk, C.M., Rieke, H., Lamarche, J. (2006): Post-Variscan (End Carboniferous-Early Permian) basin evolution in the Western and Central Europe. In: Gee, D., Stephenson, R.A. (eds.): *Europrobe*, London (Geol. Soc. London), **32**, 355-388
- McCann, T. (2008): *The Geology of Central Europe: Precambrian and Palaeozoic*. The Geological Society, ISBN 978-1862392458, 748 Seiten
- McCollom, T.M., Seewald, J.S. (2003): Experimental study of the hydrothermal reactivity of organic acids and acid anions: II. Acetic acid, acetate, and valeric acid. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67(19)**, 3645-3664
- McLaren, S., Dunlap, W.-J., Sandiford, M., McDougall, I. (2002): Thermochronology of high heat-producing crust at Mount Painter, South Australia: implication for tectonic reactivation of continental interiors. *Tectonics*, **21**, [10.1019/2000TC001275](https://doi.org/10.1019/2000TC001275)
- Menard, G., Molnar, P. (1988): Collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a late Palaeozoic European basin and range province. *Nature*, **334**, 235-237
- Metcalf, R., Rochelle, C.A., Savage, D. und Higgs, J.W. (1994): Fluid-rock interactions during continental red bed diagenesis: implications for theoretical models of mineralization in sedimentary basins. In: Parnell, J.: *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*. Geological Society Special Publications, **78**, 301-324
- Meier, L., Eisbacher, G.H. (1991): Crustal kinematics and deep structure of the northern Rhine Graben, Germany. *Tectonics*, **10**, 621-630
- Meier, S., Bauer, J.F., Philipp, S.L. (2015): Fault zone characteristics, fracture systems and permeability implications of Middle Triassic Muschelkalk in Southwest Germany. *Journal of Structural Geology*, **70**, 170-189

- Menning, M., Gast, R., Hagdorn, H., Käding, K.-C., Simon, T., Szurlies, M., Nitsch, E. (2005): Zeitskala für Perm und Trias in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002, zyklustratigraphische Kalibrierung von höherer Dyas und Germanischer Trias und das Alter der Stufen Roadium bis Rhaetium 2005. *Newsl. Stratigr.*, **41(1-3)**, 173-210, Berlin
- Miall, A.D. (1988): Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **72**, 882–697
- Miall, A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, ISBN 978-3-662-03237-4, 582 Seiten
- Michon, L., Van Balen, R.T., Merle, O., Pagnier, H. (2003): The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale. *Tectonophysics*, **367**, 101-126
- Minning, M., Lorenz, V. (1983): Rotliegend-Ignimbrite in der Prims-Mulde (Saar-Nahe-Senke/Südwestdeutschland). *Mainzer geowiss. Mitt.*, **12**, 261–290
- Moeck, I., Beardsmore, G. (2014): A new 'geothermal play type' catalog: Streamlining Exploration decision making. *Proceedings, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California*
- Molenaar, N. (1998): A review of effects of diagenesis on petrophysical properties and reservoir quality and the control on diagenesis. *Nordic Petroleum Technology Series*, **5**, 155-170
- Molenaar, N., Felder, M., Bär, K., Götz, A.E. (2015): What classic greywacke (litharenite) can reveal about feldspar diagenesis: An example from Permian Rotliegend sandstone in Hessen, Germany. *Sedimentary Geology*, **326**, 79-93
- Mönch, A.F. (1997): Flow to a well of finite diameter in a homogenous anisotropic water table aquifer. *Water Resources Research*, **33(6)**, 1397-1407
- Moody, J.D., Pyles, D.R., Clark, J., Bouroullec, R. (2012): Quantitative outcrop characterization of an analog to weakly confined submarine channel systems: Morillo 1 Member, Ainsa Basin, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **96**, 1813–1841
- Morad, S. (1998): Carbonate cementation in sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution. *Int. Ass Sed. Spec. Pub.*, **26**, 1-26
- Mountney, N., Howell, J.A., Flint, S.S., Jerram, V. (1999): Relating eolian bounding-surface geometries to the bed forms that generated them: Etjo Formation, Cretaceous, Namibia. *Geology*, **27**, 159-162
- Move manual (2011): software manual
- Muchez, P., Viaene, W., Dusaer, M. (1992): Diagenetic control on secondary porosity in flood plain deposits: an example of the Lower Triassic of northeastern Belgium. *Sed. Geol.*, **78**, 285-298
- Muffler, L. P. J. (1979): Assessment of geothermal resources of the United States. *USGS Circular*, **790**, 163 Seiten
- Müller, H. (1996): *Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben – Paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben*. Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie ISBN 978-3895318016, 88 Seiten, Wiesbaden
- Nelson, R. (2001): *Geologic analysis of naturally fractures reservoirs – 2. Edition*. Gulf Professional Publishing Cy., ISBN 0-88415-317-7, Houston, Texas, 320 Seiten
- Nicholson, K.N. (1993): *Geothermal Fluids: Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag, ISBN 978-3-642-77844-5, 263 Seiten
- Nickel, E. (1985): *Odenwald, Vorderer Odenwald zwischen Darmstadt und Heidelberg – 2. Auflage, Sammlung Geol. Führer*, **65**, 232 Seiten, Borntraeger, Berlin

- Nukman, M., Moeck, I. (2013): Structural controls of a geothermal system in the Tarutung Basin, North Central Sumatra. *Journal of Asian Earth Sciences*, **74**, 86-96
- Oda, M. (1985): Permeability tensor for discontinuous rock masses. *Geotechnique*, **35(4)**, 483-495
- Okrusch, M. (1995): Mid-German Crystalline High: IV.E Metamorphic evolution. In: Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. (eds): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, Berlin, Heidelberg, 201-213. In: McCann, T. (2008): *The Geology of Central Europe: Precambrian and Palaeozoic*. The Geological Society, ISBN 978-1862392458, 748 Seiten
- Oncken, O. (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). *Geol. Rdsch.*, **86**, 2-20
- Oncken, O. (1998): Orogenic mass transfer and reflection seismic patterns — evidence from DEKORP sections across the European Variscides (central Germany). *Tectonophys.*, **286**, 47-61
- Oncken, O., Franke, H.-J., Dittmar, U., Klügel, T. (1995): The structure of the Phyllite Zone. In Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. (eds.): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. IGCP Projekt, Tectonic Series, **233**, 201-213
- Oncken, O., von Winterfeld, C., Dittmar, U. (1999): Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). *Tectonics*, **18(1)**, 75- 91
- Ortlam, D. (1970): Interferenzerscheinungen rheinischer und variszischer Strukturelemente im Bereich des Oberrheingrabens. In: Illies, J.H., Mueller, S. [Hrsg.]: *Graben Problems*: 90-97. Stuttgart (Schweizerbart)
- Palandri, J.L., Kharaka, Y.K. (2005): Ferric iron-bearing sediments as mineral trap for CO₂ sequestration: Iron reduction using sulfur-bearing waste gas. *Chem. Geol.* **217**, 315-364
- Pape, H.G., Clauser, C., Iffland, J. (1999): Permeability prediction based on fractap pore space geometry. *Geophysics*, **64(5)**, 1447-1460
- Paproth, E. (1986): An introduction to a field trip to the late Devonian outcrops in the northern Rhenisches Schiefergebirge (Federal Republic of Germany). *Annales de la Société géologique de Belgique*, **109 (1)**, 275-284
- Parry, W.T., Chan, M.A., Beitler, B. (2004): Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformations bands in sandstones. *AAPG Bullerin*, **88**, 175-191
- Paschen, H., Oertel, D. & Grünwald, R. (2003): *Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland*. - Büro für Technologiefolgen-Abschätzung beim deutschen Bundestag. – Deutscher Bundestag, Ausschuss für Bildung, Forschung und Technikfolgenabschätzung, 128 Seiten
- Paxton, S.T., Szabo, J.O., Ajdukiewicz, J.M., Klimentidis, R.E. (2002): Construction of an intergranular volume compaction curve for evaluating and predicting compaction and porosity loss in rigid-grain sandstone reservoirs. *AAPG Bull.*, **86**, 2047-2067
- Perry, E.A., Hower, J. (1972): Late-Stage Dehydration in Deeply Buried Pelitic Sediments. *AAPG Bulletin*, **56(10)**, 2013-2021
- Pei, L., Rühaak, W., Stegner, J., Bär, K., Homuth, S., Mielke, S., Sass, I. (2014): Thermo-Triax: An Apparatus for Testing Petrophysical Properties of Rocks Under Simulated Geothermal Reservoir Conditions. *Geotechnical Testing Journal*, **38(1)**, p. 20140056. ISSN 01496115
- Peters, G. (2007): *Active tectonics in the Upper Rhine Graben, Integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling*. Dissertation, Vrije Universiteit Amsterdam, 270 Seiten

- Peters, G., Van Balen, R.T. (2008): Tectonic Geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Global Planet. Change*, **58**, 310-334. Amsterdam
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1987): Sand and sandstone - 2. Edition. Springer, ISBN 9780387963501, 533 Seiten
- Pinet, C., Jaupart, C., Mareschal, J.-C., Gariépy, C., Bienfait, G., Lapointe, R. (1991): Heat flow and structure of the lithosphere in the eastern Canadian Shield. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 1941-1963
- Pflug, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. *Erträge der Forschung*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, ISBN 9783534071869, 145 Seiten
- Philipp, S.L. (2007): Bedeutung von Störungszonen und Bruchsystemen für die Permeabilität: Vergleich natürlicher Paläoreservoirs mit stimulierten geothermischen Reservoiren. In: Geothermische Vereinigung (Hrsg.): Der Geothermiekongress 2007 – Energie für alle Fälle: 224-233
- Pickering, G., Bull, J.M., Sanderson, D.J. (1995): Sampling power-law distributions. *Tectonophysics*, **248(1)**, 1-20
- Platt, J. (1991): The Diagenesis of Early Permian Rotliegend deposits from northwest Germany. Dissertation, Universität Bern, 367 Seiten
- Plaumann, S. (1991): Die Schwerekarte 1 : 500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Mitte. *Geol. Jahrb., Reihe E* 46, 16 pp. In: Stollhofen, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. *Sedimentary Geology*, **119**, 47-83
- Plein, E. (1993): Voraussetzungen und Grenzen der Bildung von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten im Oberrheingraben. *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F.* **75**, 227-253
- Plein, E., Adrichem Boogaert, A., van Bachman, G.H., Benek, R., Döring, H., Ellenberg, J., Gaiztsch, B., Gast, R., U., Geluk, M., Helmuth, H.J., Hoffmann, N., Hoth, K., Huebscher, H.D., Kleditzsch, O., Korich, D., Kramer, W., Lützner, H., Marx, J., Menning, M., Pasternak, M., Schneider, J., Schretzmayr, S., Süßmuth, S. (1995): Norddeutsches Rotliegendbecken. Rotliegend-Monographie Teil 22. Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **183**, 1-193, Frankfurt am Main
- Plenefish, T., Bonjer, K.-P. (1997): The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. *Tectonophys.*, **275**, 71-97
- Popov, Y.A., Semionov, V.G., Korosteliy, V.M. & Berezin, V.V. (1983): Non-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **19**, 563-567
- Popov, Y.A., Berezin, V.V., Semionov, V.G., Korosteliy, V.M. (1985): Complex detailed Investigations of the thermal properties of Rocks on the basis of a moving point Source. - *Earth Physics*, **21**, No. 1, *Izvestiya*
- Popov, Y.A., Pribnow, D.F.C., Sass, J.H., Williams, C.F., Burkhardt, H. (1999): Complex detailed Investigations of the thermal properties of Rocks on the basis of a moving point Source. *Earth Physics*, **21(1)**, 64-70
- Popov, Y., Tertychnyi, V., Romushkevich, R., Korobkov, D., Pohl, J. (2003): Interrelations Between Thermal Conductivity and Other Physical Properties of Rocks: Experimental Data. *Pure Appl. Geophys.*, **160**, 1137-1161.
- Pranter, M.J., Hewlett, A.C., Cole, R.D., Wang, H., Gilman, J. (2013): Fluvial architecture and connectivity of the Williams Form Formations: use of outcrop analogues for stratigraphic characterization and reservoir modeling. *Geologic Society, London, Special Publications*, **387**, 57-83

- Pribnow, D., Sass, J. (1995): Determination of Thermal Conductivity from Deep Boreholes. *J. Geophys. Res.*, **100**, 9981-9994
- Pribnow, D., Schellschmidt, R. (2000): Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine Graben. *Geophysical Research Letters*, **27(13)**, 1957-1960
- Pribnow, D., Clauser, C. (2002): Heat and Fluid Flow in the upper Rhine Graben: Regional and local models for a hot dry rock system. In: *Geologisches Jahrbuch Reihe E, Heft SE1*, 261-268
- Priebs, R.M. (2011): Properties of Geothermal Rocks: Comparison between Ohaaki Field (NZ) and Saar-Nahe-Basin (GER). Diplomarbeit, Technische Universität Darmstadt, 64 Seiten
- Pringle, J.K., Clarke, J.D., Drinkwater, N.J., Westerman, A.R. (2004): 3D high-resolution digital models of outcrop analogue study sites to constrain reservoir model uncertainty: an example from Alport Castles, Derbyshire, UK. *Petroleum Geoscience*, **10**, 343–352
- Pringle, J.K., Howell, J.A., Hodgetts, D., Westerman, A.R., Hodgson, D.M. (2006): Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art. *First Break*, **24**, 33–43
- Pringle, J.K., Brunt, R.L., Hodgson, D.M., Flint, S.S. (2010): Capturing stratigraphic and sedimentological complexity from submarine channel complex outcrops to digital 3D models, Karoo Basin, South Africa. *Petroleum Geoscience*, **16**, 307–330
- Prinz, H., Strauß, R. (2006): *Abriss der Ingenieurgeologie*. Elsevier, ISBN 978-3-8374-1593-6, 671 Seiten, München
- Prodehl, C. (1989): Central European Rift System – a review of crustal structure from seismic interpretations. Sonderforschungsbereich 108, Spannung und Spannungsumwandlung in der Lithosphäre. Universität Karlsruhe, Report 1987-1989, 277-322
- Prodehl, C., Mueller, S., Haak, V. (1995): The European Cenozoic rift system. - In: Olsen, P.E. [Hrsg.], *Continental rifts: Evolution, Structure, Tectonics*. Elsevier Sci., New York, 133-212
- Pye, K. und Krinsley, D.H. (1986): Diagenetic carbonate and evaporate minerals in Rotliegendes eolian sandstone of the southern North Sea: their nature and relationship to secondary porosity development. *Clay Minerals*, **21**, 197-221
- Rarity, F., van Lanen, X.M.T., Hodgetts, D., Gawthorpe, R.L., Wilson, P., Fabuel-Perez, I., Redfern, J. (2013): LiDAR-based digital outcrops for sedimentological analysis: workflows and techniques. *Geological Society, London, Special Publications*, **387**, 153-183
- Rawling, G.C., Goodwin, L.B., Wilson, J.L. (2001): Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault-zone types. *Geology*, **29(1)**, 43-46
- Reading, H.G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: Ballance, P.F., Reading, H.G. (Eds.), *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. **4**, 7-26
- Reading, H.G. (1996): *Sedimentary environments - processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science Inc, ISBN 978-0632036271, 704 Seiten
- Reyer, D. (2013): Outcrop Analogue Studies of Rocks from the Northwest German Basin for Geothermal and Exploration and Exploitation: Fault Zone Structure, Heterogeneous Rock Properties, and Application to Reservoir conditions. Dissertation, Georg-August-Universität Göttingen, 108 Seiten
- Reischmann, T., Anthes, G. (1996): Geochronology of the mid-German crystalline rise west of the River Rhine. *Geologische Rundschau*, **85**, 761-774
- Ricken, W., Schrader, S., Oncken, O., Plesch, A. (2000): Turbidite basin and mass dynamics related to orogenic wedge growth: the Rheno-Hercynian case. In: Franke, W., Haak, V.,

- Oncken, O., Tanner, D. (eds.): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society, London, Special Publications, **179**, 35-61
- Rittersbacher, A., Buckley, S.J., Howell, J.A., Hampson, G.J., Vallet, J. (2013). Helicopter based laser scanning: a method for quantitative analysis of large-scale sedimentary architecture. Geological Society, London, Special Publications, **387**, doi: 10.1144/SP387.3
- Röhr, C. (2004): www.oerrheingraben.de
- Rohrer, L. (2010): Seismische Interpretation und Aufschluss-Analogstudie des Rotliegend im nördlichen Oberrheingraben im Saar-Nahe-Becken. Diplomarbeit, Universität Heidelberg, 86 Seiten
- Rogers, S., Elmo, D., Beddoes, R., Dershowitz, B. (2009): Mine scale DFN modeling and rapid upscaling in geomechanical simulations of large open pits. International symposium on rock slope stability in open pit mining and civil engeneering, Santiago, Chile
- Rogers, S., Elmo, D., Webb, G., Catalan, A. (2013): Volumetric Fracture Intensity Measurement for Improved Rock Mass Characterisation and Fragmentation Assessment in Block Caving Operations. Rock Mechanics and Rock Engineering, 1-17
- Roscher, M., Schneider, J.W. (2006): Permo-Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in an regional and global context. In: Lucas, S.G., Gassinis, G., Schneider, J.W. (eds.): Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology. Geol. Soc. London, Spec Publ., **265**, 95-136, London
- Rossi, C., Kälin, O., Aaribas, J., Tortusa, A. (2002): Diagenesis, provenance and reservoir quality of Triassic TAGI sandstones from Ourhood field, Berkine (Ghadames) Basin, Algeria. Marine and Petroleum Geology, **19**, 117-142
- Rühaak, W., Guadagnini, A., Geiger, S., Bär, K., Gu, Y., Aretz, A., Homuth, S., Sass, I. (2015): Upscaling Thermal Conductivities of Sedimentary Formations for Geothermal Exploration. Geothermics (in press). DOI 10.1016/j.geothermics.2015.08.004
- Rüther, J. (2011): Thermofazielle Interpretation des Permokarbons im Sprendlinger Horst. Diplomarbeit, Technische Universität Darmstadt. 105 Seiten
- Sass, I. (2007): Geothermie – Erkundung und Planung als Kernaufgabe der Angewandten Geologie, In: Otto, F. [Ed.] 16. Tagung für Ingenieurgeologen und Forum junge Ingenieurgeologen, Bochum
- Sass, I., Buß, A. (2007): Geothermische Kartierung - Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität. Beitrag im Tagungsband "Der Geothermiekongress", Bochum
- Sass, I., Hoppe, A. (2011): Forschungs- und Entwicklungsprojekt „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“ Abschlussbericht (<http://www.energieland.hessen.de/mm/3-D-Modell-Hessen> Endbericht_(PDF,_7.300_KB).pdf) [Decembre 2013]
- Sass, I., Götz, A.E. (2012): Geothermal reservoir characterization: a thermofacies concept. Terra Nova, **24**, 142-147
- Sass, B.B., Rosenberg, P.R. und Kittrick, A. (1987): The stability of illite/smectite during diagenesis: And experimental study. Geochim. Cosmochim. Acta, **51**, 2103-2115
- Schäfer, A. (1965): Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen in den Basisschichten des Oberrotliegenden der SE-Flanke des Pfäzler Sattels. Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, 146 Seiten
- Schäfer, A. (1980): Sedimenttransport im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens (Oberkarbon und Unterrotliegen des) – Konsequenz für die Entwicklung des Ablagerungsraumes. Z. Dt. Geol. Ges. **131**, 815-841
- Schäfer, A., Sneh, A., (1983): Lower Rotliegend fluvio-lacustrine sequences in the Saar-Nahe-Basin. Geol. Rundsch., **72**, 1135–1146

- Schäfer, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar–Nahe–Becken. Mainzer Geowiss. Mitt., **15**, 239–365
- Schäfer, A. (1989): Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germay), Upper Carboniferous and Lower Permian. Geol. Rdsch. **78**, 499-524
- Schäfer, A., Stamm, R. (1989): Lakustrine Sedimente im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens. Z. dt. geol. Ges., **140**, 259-276
- Schäfer, A., Rast, U., Stamm, R. (1990): Lacustrine paper shales in the Permocarboniferous Saar-Nahe-Basin (West Germany) – depositional environment and chemical characterization. In: Heling, D., Rothe, P., Förster, U., Stoffers, P. (eds): Sedimente and environmental geochemistry. Selected aspects and case histories, 220-238
- Schäfer, A., Korsch R.J. (1998): Formation and fill of the Saar Nahe Basin (Permo-Carboniferous, Germany). Z. dt. geol. Ges., **149**, 233-269
- Schäfer, A. (2005): Sedimentologisch-numerisch begründeter Stratigraphischer Standard für das Permo-Karbon des Saar-Nahe-Beckens. Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg, **254**, 369-394
- Schäfer, A. (2011): Tectonics and sedimentation in the continental strike-slip Saar-Nahe Basin (Carboniferous-Permian, West Germany). Z. dt. Ges. Geowiss. **162(2)**, 127-155
- Scheffer, F. und Schachtschabel, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde, 13. Auflage, Ferdinand Enke-Verlag, ISBN 978-3-8274-1444-1, 442 Seiten, Stuttgart
- Schlische, R.W., Olsen, P.E. (1990): Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to the early Mesozoic rifts of eastern North America. J Geol., **98**, 135-155
- Schmidt, R.B., Seithel, R., Bucher, K., Stober, I. (2015): Fluid-rock interaction in deep fault systems and the influence on permeability in typical rocks of the Upper Rhine Graben, southwest Germany. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 5 Seiten
- Schoen, J.H. (1996): Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. In Handbook of Geophysical Explorations. Section 1, Seismic Exploration: V.18. Redwood Books
- Schöner, R. (2006): Comparison of Rotliegend sandstone diagenesis from the northern and southern margin of the North German Basin, and implications for the importance of organic maturation and migration. Dissertation, Friedrich-Schiller-Universität Jena, 160 Seiten
- Schraft, A. (2005): Hydraulische Eigenschaften der Kluftgrundwasserleiter Nord- und Mittelhessens. Geol. Jb. Hessen, **132**, 33-42
- Schraft, A., Rambow, D. (1984): Vergleichende Untersuchungen zur Gebirgsdurchlässigkeit im Buntsandstein Osthessens. Geol. Jb. Hessen, **112**, 235-261, Wiesbaden
- Schulz R., Schellschmidt R. (1991): Das Temperaturfeld im südlichen Oberrheingraben. Geol. Jb., **E48**, 153-165, Hannover
- Schulz, R., Agemar, T., Alten, A.-J., Kühne, K., Maul, A.-A., Pester, S. & Wirth, W. (2007): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland. Erdöl Erdgas Kohle, **123(2)**, 76-81, Hamburg
- Schulz, R. (Hrsg.), Thomas, R., Dussel, M., Lüschen, E., Wenderoth, F., Fritzer, T., Birner, J., Schneider, M., Wolfgramm, M., Bartels, J., Hiber, B., Megies, T., Wassermann, J. (2012): Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München. - Final report, Förderkennzeichen 0325013A, Hannover (LIAG)
- Schulz, R., Knopf, S., Suchi, E., Dittmann, J. (2013): Geothermieatlas zur Darstellung möglicher Nutzungskonkurrenzen zwischen CCS und Tiefer Geothermie. Leibniz-Institut

- für Angewandte Geophysik und Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 108 Seiten.
- Schulz, R. (2014): Workshop Skalierungs- und Standardisierungspotenziale bei Geothermie-Projekten. 07.07.2014, Karlsruhe
- Schumacher, M. (2002): Upper Rhine Graben: Role of pre-existing structures during rift evolution. *Tectonics*, **21**(1), 1006, 1-17
- Schwarz, M. (2006): Evolution und Struktur des Oberrheingrabens - quantitative Einblicke mit Ludwigs-Universität Freiburg i. Breisgau, 337 Seiten
- Schwarz, M., Becker, A., Schäfer, A. (2011): Seismische Leithorizonte im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken. *Erdöl Erdgas Kohle*, **127**, 28-34
- Seemann, U. (1979): Diagenetically formed interstitial clay minerals as a factor in Rotliegend sandstone reservoir quality in the Dutch sector off the North Sea. *Journal of Petroleum Geology*, **1**, 55-62
- Seemann, U. (1982): Depositional facies, diagenetic clay minerals and reservoir quality of Rotliegend sediments in the Southern Permian Basin (North Sea): a review. *Clay Min.*, **17**, 55-67
- Sissingh, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **196**, 229-263
- Sittler, C, Sonne, V. (1971): Vorkommen und Verbreitung eozäner Ablagerungen im nördlichen Mainzer Becken. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 372-384
- Slob, S., Hack, R., Van Knapen, B., Kemeny, J. (2005): Automated identification and characterization of discontinuity sets in outcropping rock masses using 3D terrestrial laser scan survey techniques. *Proceedings of the ISRM regional symposium EUROCK*, 439-443
- Slob, S. (2010): Automated rock mass characterization using 3-D terrestrial laser scanning. Dissertation, Technische Universität Delft, 287 Seiten
- Somerton, W. H. (1992): Thermal properties and temperature-related behavior of rock-fluid systems. *Developments in Petroleum Science* **37**. VIII: 257 Seiten
- Sommer, M., Katzung, G. (2006): Saxo-Thuringia in the Variscan belt from a geodynamic point of view. - *Terra Nova*, **18**(1), 63-71
- Soyk, D. (2015): Diagenesis and reservoir quality of the Lower and Middle Buntsandstein (Lower Triassic), SW Germany. Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 111 Seiten
- Split-FX (2009): software manual
- Stapf, K. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell. *Mitt. Pollichia*, **70**, 7-64
- Stapf, K.R.G. (1990): Fazies und Verbreitung lakustriner Systeme im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, 213-234
- Stapf, K.R.G. (1997): Rotliegend lacustrine sedimente off he Saar-Nahe-Basin (SW Germany), *Caea heidelbergensis*, **4**, 15-28
- Stein, E., Altenberger, U., Kreher-Hartmann, B. (2001): Geologie des Kristallinen Odenwaldes – seine magmatische und metamorphe Entwicklung. *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **83**, 89-113, Stuttgart
- Stein, E. (2001a): The Geology of the Odenwald Crystalline Complex. – *Mineralogy and Petrology*, **72**(1-3), 7-28

- Stein, E. (2001b): Die magmatischen Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Platznahme-Geschichte. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **83**, 267-283
- Stets, J. (1990): Ist die Wittlicher Rotliegend-Senke (Rheinisches Schiefer Schiefergebirge) ein pull-apart-Becken? Mainzer geow. Mitt., **19**, 81-98
- Stets, J., Schäfer, A. (2002): Depositional environments in the Lower Devonian siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany) – case study and model. Contrib. Sediment Geol. **22**, 78 Seiten
- Stets, J., Schäfer, A. (2011): The Lower Devonian Rhenohercynian Rift – 20 Ma of sedimentation and tectonics (Rheinisch Massiv, W-Germany). Z.d. Ges. Geowiss., **162**, 93-115
- Stober, I., Bucher, K. (2007): Hydraulic properties of the crystalline basement. – Hydrogeology Journal, **15**, 213–224
- Stober, I., Jodocy, M., (2009): Eigenschaften geothermischer Nutzhorizonte im baden-württembergischen und französischen Teil des Oberrheingrabens. Grundwasser, **14**, 127–137
- Stober, I., Fritzer, T., Obst, K., Schulz, R. (2009): Nutzungsmöglichkeiten der tiefen Geothermie in Deutschland. - BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit), 73 Seiten, Berlin
- Stober, I. (2011): Depth- and pressure-dependent permeability in the upper continental crust: data from the Urach 3 geothermal borehole, southwest Germany. – Hydrogeology Journal, **19**, 685–699
- Stober, I., Bucher, K. (2012): Geothermie. - Springer-Verlag Berlin Heidelberg, ISBN 978-3-642-24330, 269 Seiten
- Stollhofen, H. (1991): Die basalen Vulkaniklastika des Oberrotliegend im Saar–Nahe-Becken (SW-Deutschland): Zusammensetzung, Transport, Ablagerung und geodynamische Position permokarboner Synrift-Sedimente. Dissertation, Universität Würzburg, 413 Seiten
- Stollhofen, H. (1994a). Vulkaniklastika und Siliziklastika des basalen Oberrotliegend im Saar–Nahe-Becken (SW-Deutschland): Terminologie und Ablagerungsprozess. Mainzer Geowiss. Mitt., **23**, 95–138
- Stollhofen, H. (1994b): Synvulkanische Sedimentation in einem fluvialen Ablagerungsraum: Das basale „Oberrotliegend“ im permokarbonen Saar-Nahe-Becken. Z. dt. geol. Ges., **145**, 343-378
- Stollhofen, H., Stanistreet, I. G. (1994): Interaction between bimodal volcanism, fluvial sedimentation and basin development in the Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin (South-West Germany). Basin Res., **6**, 245-267
- Stollhofen, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. Sedimentary Geology, **119**, 47-83
- Stollhofen, H. (2007): Postvulkanische Rotliegend-Schwemmfächersysteme am Hunsrück-Südrand, Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland (Exkursion 13. April 2007). Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F., **89**, 285-306
- Strack, D. (1978): Die Kreuznach-Formation in der Nahe-Gruppe und die Entstehung des Kreuznacher Sandsteins. Diplom-Kartierung und Diplomarbeit, Universität Mainz
- Strouth, A., Eberhardt, E. (2006): The use of LiDAR to overcome rock slope hazard data collection challenges at Afternoon Creek, Washington. Proceedings of the 41st US Symposium on Rock Mechanics: 50 Years of Rock Mechanics, Golden. American Rock Mechanics Association, CD: 06-993

- Stumm, W. (1992): Chemistry of the solid-water interface: Processes at the mineral-water and particle-water interface in natural systems. Wiley, ISBN 0-471-57672-7, 428 Seiten, New York
- Straub, E.W. (1962): Die Erdöl- und Erdgaslagerstätten in Hessen und Rheinhessen. Abh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **4**, 123-136
- Sulzbacher, H., Jung, R. (2010): Numerical simulation of geothermal energy production from hydraulic fractures in tight sedimentary rock formations by cyclic-injection-produktion-schemes. – Z. dt. Ges. Geowiss., **161(1)**, 99–109
- Surdam, R.C., Boese, S.W., Crossey, L.J. (1984): The chemistry of secondary porosity. In: D.A. McDonald, D.A., Surdam, R.C. (Eds.), Clastic Diagenesis. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **37**, 127-149
- Surdam, R.C., Jiao, Z.S., MacGowan, D.B. (1993): Redox reactions involving hydrocarbons and mineral oxidants: A mechanism for significant porosity enhancement in sandstones. AAPG Bull., **77(9)**, 1509-1518
- Sylvester, A.G. (1988): Strike-slip faults. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1666–1703
- Teichmüller, M., Teichmüller, R. (1979): Zur geothermischen Geschichte des Oberrheingrabens. Zusammenfassung und Auswertung eines Symposiums. Fortschr. Geol. von Rheinld u. Westf., **2**, 109-120
- Theis, C. (1935): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Am. Geophys. Union Trans, **16**, 519–524
- Thiem, G. (1906): Hydrologische Methoden. Technische Hochschule Stuttgart, Disseration.
- Todt, W.A., Altenberger, U., van Raumer, J.F. (1995): U-Pb data on zircons fort he thermal peak of metamorphism in the Variscan Odenwald, Germany. Geologische Rundschau, **84**, 466-472
- Thyne, G., Boudreau, B.P., Ramm, M. und Midtø, R.E. (2001): Simulation of potassium feldspar dissolution and illitization in the Statfjord Formation, North Sea. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **85**, 621-637
- Turner, P. (1980): Continental red beds, Developments in sedimentology - 29. Auflage. Elsevier scientific publishing company, ISBN 978-0-444-41908-8, 562 Seiten, Amsterdam
- van Houten, F. B. (1973): Origin of red beds. A review - 1961-1972 / Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **1**, 39-61
- van Lanen, X.M.T., Hodgetts, D., Redfern, J., Fabuel-Perez, I. (2009): Applications of digital outcrop models: two fluvial case studies from the Triassic Wolfville Fm., Canada and Oukaimeden Sandstone Fm., Morocco. Geological Journal, **44**, 742–760
- Vedova, B.D., Lucazeau, F., Pasquale, V., Pellis, G., Verdoya, M. (1991): Heat flow in the tectoniv provinces of the European Geotraverse. Tectonophysics, **244**, 57-74
- Velde, B. (1995): Origin and mineralogy of clays. Springer-Verlag, ISBN 978-3-642-08195-8, 352 Seiten, Berlin
- Verband Beratender Ingenieure VBI (2013): VBI-Leitfaden Tiefe Geothermie. Schriftenreihe der VBI, Band 21, 108 Seiten
- VDI 4640 Blatt 1 (2010): Thermische Nutzung des Untergrundes. Verein deutscher Ingenieure, Düsseldorf
- VDI-Richtlinie 4640: Blatt 1 – Thermische Nuzung des Untergrundes – Grundlagen, Genehmigungen, Umweltaspekte. Dezember 2000, 32 Seiten, Berlin
- Villemin, T., Alvarez, F., Angelier, J. (1986): The Rhinegraben: Extension, Subsidence and Shoulder Uplift. Tectonophysics, **128**, 47-59

- Villemin, T., Coletta, B. (1990): Subsidence in the Rhine Graben: a new compilation of borehole data. - In: Symposium on Rhine-Rhone Rift System; ICL-WG-3. Symp., 31 Seiten, Geol. Inst. Univ. Basel
- Vosteen, H.D., Schellschmidt, R. (2003): Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. - Physics and Chemistry of the Earth, **28**, 499-509
- Waldmann, S. (2011): Geological and mineralogical investigation of Rotliegend gas reservoirs in the Netherland and their potential for CO₂ storage. Dissertation, Friedrich-Schiller-Universität Jena, 171 Seiten
- Walker, T.R. (1967): Formation of red beds in modern and ancient desert. Geol. Soc. Am. Bull., **78**, 353-368
- Walker, T. R. (1976): Diagenetic origin of continental red beds.- in: Falke, H. (Ed.): The continental Permian in Central, West and South Europe. NATO ASI series C, Reidel, Dordrecht, **22**, 240-282
- Walter, R., Dorn, P. (2007): Geologie von Mitteleuropa. Schweizerbart, ISBN 978-3-510-65225-9, 511 Seiten, Stuttgart
- Walzebuck, J.P. (1993): Ranking of geological factors controlling the well productivity in Rotliegende Gas Fields of the Dutch Offshore Area (abstract). AAPG Bulletin, **77**, 1675
- Wenke, A. Gall, W., Gutekunst, S., Kreuter, H., Rohrer, L., Zühlke, R. (2009): Tiefe Geothermie im Raum Groß-Gerau – Erkenntnisse einer ersten Reconnaissance Studie. Proceedings – Der Geothermiekongress 2009, Technikforum 8 – Exploration III, Bochum
- Wenke, A., Spath, F., Aichinger, J., Bißmann, S., Grobe, R., Kreuter, H., Lorson, C., Rohrer, L., Rothert, E., Schrage, C., Zöllner, R., Zühlke, R. (2011): Geologische Erkenntnisse und neuere Entwicklungen im Erlaubnisfeld Groß-Gerau. Präsentation 6. Hessisches Tiefengeothermieforum
- Weibel, R. (1999): Pseudomorphous transformation of goethite needles into hematite in sediments of the Traissic Skagerrak Formation, Denmark. Clay Minerals, **34**, 657-660.
- Weltje, G.J., von Eynatten, H. (2004): Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. Sedimentary Geology, **171**, 1-11
- Wenzel, A., Häfner, F. (2002): Werksandstine des rheinland-pfälzischen Rotliegend. Bericht Nr. 11 – 2002. Institut für Steinkonservierung e.V.
- Winberg, A., Andersson, P., Byegård, J., Poteri, A., Cvetkovic, V., Dershowitz, W.S., Medina (2003): Final report of the TRUE Block Scale project. 1. Synthesis of Flow, Transport and Retention in the Block Scale, Stockholm, Svensk Kärnbränslehantering AB Technical Report TR-02-16, 117
- Wolfgramm, M. (2005): Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken – Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope. Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 170 Seiten
- Worden, R.H., Mayall, M.J., Evans, I.J. (1997): Predicting reservoir quality during exploration: lithic grains, porosity and permeability in Tertiary clastics of the South China Sea basin. In: Petroleum Geology of SE Asia, Geological Society Special Publication 126 (Hrsg.) A.J. Fraser, A.J. Matthews, R.W. Murphy, Geological Society Publishing House, Bath, 107-115
- Worden, R.H., Barclay, S.A. (2000): Internally-sourced quartz cement due to externally-derived CO₂ in sub-arkosic sandstones, North Sea. Journal of Geochemical Exploration **69-70**, 645-649
- Worden, R.H., Burley, S.D. (2003): Sandstone diagenesis – the evolution of sand to stone. Blackwell, ISBN 978-1-405-1087-3 649 Seiten, Malden

- Worden, R.H., Morad, S. (2000): Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. *Spec. Publs int. Ass. Sediment*, **29**, 1-20
- Worden, R.H., Morad, S. (2003): Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, **34**, 3-41
- Zeh, A., Gerdes, A. (2010): Baltica- and Gondwana-derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): implications for the closure of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, **17(2)**, 254-263
- Ziegler, P.A. (1992): European Cenozoic rift system. *Tectonophys.*, **208**, 91-111
- Ziegler, P.A. (1994): Cenozoic rift System of western and central Europe: an overview. *Geologie en Mijnbouw*, **73**, 99-127
- Ziegler, P.A., Dèzes, P. (2005): Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **94**, 594-614
- Ziegler, P.A., Schumacher, M., Dèzes, P., Van Wees, J.D., Cloetingh, S. (2004): Post-Variscan evolution of the lithosphere in the Rhine Graben area: Constraints from sub-sidence modelling. In: Wilson, M., Neumann, E.-R., Davies, G.R., Timmermann, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T. [Hrsg.] *Permocarboniferous magmatism and rifting in Europe*. - Geological Society, London, Special Publications, **223**, 289-317
- Zimmermann, R.W. (1989): Thermal conductivity of fluid-saturated rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **3**, 219-227

Anhänge**A1: Thermofazies****Tabelle A1.1:** Liste der beprobten Aufschlüsse und Bohrungen mit Angabe der Region, Koordinaten und der stratigraphischen Einheit sowie Liste der Bohrungen, in denen eine Bohrkernakteneinsicht durchgeführt wurde

	Region	Rechtswert	Hochwert	Stratigraphische Einheit
Beprobte Aufschlüsse				
Nr.				
1	Saar-Nahe-Becken	3403313	5489237	Donnersberg-Formation
2	Saar-Nahe-Becken	3403345	5489166	Donnersberg-Formation
3	Saar-Nahe-Becken	3401587	5490507	Oberkirchen-Formation
4	Saar-Nahe-Becken	3400781	5491300	Lauterecken-Formation
5	Saar-Nahe-Becken	3400594	5491086	Odernheim-Formation
6	Saar-Nahe-Becken	3400591	5491086	Lauterecken-Formation
7	Saar-Nahe-Becken	3400756	5491071	Lauterecken-Schichten
8	Saar-Nahe-Becken	3395855	5493276	Lauterecken-Formation
9	Saar-Nahe-Becken	3395259	5494092	Remigiusberg-Formation
10	Saar-Nahe-Becken	3391994	5494485	Altenglan-Formation
11	Saar-Nahe-Becken	3392139	5494547	Altenglan-Formation
12	Saar-Nahe-Becken	3393979	5495975	Quirnbach-Formation
13	Saar-Nahe-Becken	3393877	5495841	Wahnwegen-Formation
14	Saar-Nahe-Becken	3396101	5492235	Altenglan-Formation
15	Saar-Nahe-Becken	3412663	5525344	Kreuznach-Formation
16	Saar-Nahe-Becken	3411515	5525298	Kreuznach-Formation
17	Saar-Nahe-Becken	3411136	5523620	Sponheim-Formation
18	Saar-Nahe-Becken	3408658	5519257	Donnersberg-Formation
19	Saar-Nahe-Becken	3407933	5518904	Thallichtenberg-Formation
20	Saar-Nahe-Becken	3407688	5518639	Tholey-Schichten
21	Saar-Nahe-Becken	3411624	5529056	Wadern-Formation
22	Saar-Nahe-Becken	3411627	5529093	Wadern-Formation
23	Saar-Nahe-Becken	3413712	5527862	Wadern-Formation
24	Saar-Nahe-Becken	3393321	5505581	Wadern-Formation
25	Saar-Nahe-Becken	3392078	5506997	Sponheim-Formation
26	Saar-Nahe-Becken	3393855	5503351	Disibodenberg-Formation
27	Saar-Nahe-Becken	3394407	5503263	Oberkirch-Formation
28	Saar-Nahe-Becken	3395337	5503250	Jeckenbach-Formation
29	Saar-Nahe-Becken	3396820	5502920	Jeckenbach-Formation
30	Saar-Nahe-Becken	3397846	5502564	Jeckenbach-Formation
31	Saar-Nahe-Becken	3398622	5500798	Lauterecken-Formation
32	Saar-Nahe-Becken	3410775	5516115	Lauterecken-Formation
33	Saar-Nahe-Becken	3410630	5516240	Altenglan-Formation
34	Saar-Nahe-Becken	3407085	5515798	Odernheim-Formation
35	Saar-Nahe-Becken	3407150	5515669	Jeckenbacher-Formation
36	Saar-Nahe-Becken	3415703	5514200	Oberkirchen-Formation
37	Saar-Nahe-Becken	3415703	5514200	Thallichtenberg-Formation

38	Saar-Nahe-Becken	3415686	5514580	Thallichtenberg-Formation
39	Saar-Nahe-Becken	3414900	5511985	Disibodenberg-Formation
40	Saar-Nahe-Becken	3414735	5510200	Jeckenbach-Formation
41	Saar-Nahe-Becken	3414852	5509923	Jeckenbach-Formation
42	Saar-Nahe-Becken	3398693	5502709	Jeckenbach-Formation
43	Saar-Nahe-Becken	3398816	5502310	Lauterecken-Formation
44	Saar-Nahe-Becken	3398040	5502790	Jeckenbach-Formation
45	Saar-Nahe-Becken	3400510	5501860	Quirnbach-Formation
46	Saar-Nahe-Becken	3398632	5500647	Lauterecken-Formation
47	Saar-Nahe-Becken	3401074	5491037	Disibodenberg-Formation
48	Saar-Nahe-Becken	3398629	5500647	Lauterecken-Formation
49	Saar-Nahe-Becken	3393352	5518673	Donnersberg-Formation
50	Saar-Nahe-Becken	3400242	5522588	Donnersberg-Formation
51	Saar-Nahe-Becken	3407301	5524759	Sponheim-Formation
52	Saar-Nahe-Becken	3426590	5504400	Oberkirchen-Formation
53	Saar-Nahe-Becken	3416720	5499005	Disibodenberg-Formation
54	Saar-Nahe-Becken	3416980	5498750	Thallichtenberg-Formation
55	Wetterau	3488150	5561817	Bleichenbach-Schichten
56	Wetterau	3508640	5566050	Bleichenbach-Schichten
57	Saar-Nahe-Becken	3413675	5505773	Jeckenbach-Formation
58	Saar-Nahe-Becken	3414847	5505679	Jeckenbach-Formation
59	Saar-Nahe-Becken	3426036	5505593	Oberkirchen-Formation
60	Sprendlinger Horst	3476525	5537351	Langen-Schichten
61	Sprendlinger Horst	3478042	5538459	Langen-Schichten
62	Sprendlinger Horst	3478055	5538480	Langen-Schichten
63	Sprendlinger Horst	3478068	5538508	Langen-Schichten
64	Saar-Nahe-Becken	3389186	5492292	Wahnwegen-Formation
65	Saar-Nahe-Becken	3389375	5492041	Altenglan-Formation
66	Saar-Nahe-Becken	3477096	5525124	Wadern-Formation
Beprobte Bohrungen				
Name				
Nordheim 1	Nördlicher Oberrheingraben	3457867	5503934	Verschiedene
Weiterstadt 1	Nördlicher Oberrheingraben	3467610	5528120	Verschiedene
Königstätten 3	Nördlicher Oberrheingraben	3459819	5536289	Verschiedene
Worms 3	Nördlicher Oberrheingraben	3453265	5503850	Verschiedene
Stockstadt 33R	Nördlicher Oberrheingraben	3464711	5517741	Verschiedene
Gimbsheim 2	Nördlicher Oberrheingraben	3455806	5514030	Verschiedene
	Saar-Nahe-Becken	3417005	5525419	Kreuznach-Formation
Messel1	Sprendlinger Horst	3481000	5529600	Langen-Schichten
Messel2	Sprendlinger Horst	3480950	5530350	Langen-Schichten

Dietzenbach	Sprendlinger Horst			Moret-Schichten
Freigericht	Wetterau			Schöneck-Schichten
B80	Wetterau	3502740	5576340	Bleichenbach-Schichten
Gelnaar	Wetterau	3510450	5579480	Bleichenbach-Schichten
Burgjoß	Osthessen	3536080	5565500	
Marjoß	Osthessen	3539260	5569500	
Ahl 1980	Osthessen			
Lüdersdorf	Nordost-Hessen	3551660	5647250	
Blankenheim	Nordost-Hessen	3553456	5644396	
Ronshausen 16	Nordost-Hessen	3559450	5644800	
Ronshausen 15	Nordost-Hessen	3559420	5645330	
Bad König 1	Mitteldeutsche Kristallinschwelle	3500470	5511830	
Bohrkern- aktenein- sichten				
Name				
Monzingen 1	Saar-Nahe-Becken	3396950	5518690	
Meisenheim 1	Saar-Nahe-Becken	3406720	5512017	
Odernheim 1	Saar-Nahe-Becken	3406870	5515850	
Olm 1	Mainzer Becken	3442040	5532790	

Tabelle A1.2: Übersicht über die Anzahl der Gesteinsproben und Plugs aus Aufschlüssen sowie Plugs aus Kernbohrungen und die daraus resultierende Gesamtanzahl der Plugs für jede stratigraphische Einheit im Saar-Nahe-Becken, im Sprendlinger Horst und in der Wetterau, SNI = Kernbohrung im nördlichen Saar-Nahe-Becken, SH1 = Bohrung Messel 2, SH2 = Bohrung Dietzenbach, SH3 = Bohrung Messel 1, WE 1 = 80a, WE 2 = Freigericht, WE 3 = Gelnaar

	Saar-Nahe-Becken						Sprendlinger Horst						Wetterau							
Formation <i>Subforma- tion</i>	Auf- schluss		Bohrung			Plugs gesamt	Forma- tion	Auf- schluss		Bohrung			Plugs gesamt	Forma- tion	Auf- schluss		Bohrung			Plugs gesamt
	Probe	Plugs	Nummer	Teufe [m]	Plugs			Probe	Plugs	Nummer	Teufe [m]	Plugs			Probe	Plugs	Nummer	Teufe [m]	Plugs	
Nierstein																				
Kreuznach	2	14	SNI	10-70	121	135	Untere Langen	7	36	SH1	3-50	87	138	Blei- chen- bach	5	49	WE1		10	72
Sponheim	3	13				13				SH2		11					WE2		8	
Wadern	8	50				50											WE3		5	
Donnersberg	5	22				22	Moret			SH3	6-13	8	6	Schön- eck			WE 2		4	4
Thallichtenbe	8	79				79														
Oberkirchen	6	55				55														
Disibodenber g	3	26				26														
Meisenheim																				
Odernheim	2	11				11														
Jeckenbach	14	125				125														
Lauterecken	9	76				76														
Quirnbach	3	33				33														
Wahnwegen	1	22				22														
Altenglan	6	53				53														
Remigiusberg	1	7				7														
Σ	71	586	1		121	707		7	36	3		106	142		5	49	3		27	76

Tabelle A1.3: Anzahl der Dünnschliffe aus jeder stratigraphischen Einheit des Saar-Nahe-Beckens, nördlichen Oberrheingrabens, im Sprendlinger Horst, in der Wetterau sowie aus Bohrungen aus Ost und Nordost-Hessen und der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, nORG = nördlicher Oberrheingraben, MDKS = Mitteldeutsche Kristallinschwelle, H1 = Lüdersdorf-Mündershausen, H2 = Blankenheim , H3 = Ronshausen 16, H4 = Ronshausen 15 , H5 = Borgjoß , H6 = Marjoß , H7 = Ahl 1980 , BK1 = Bad König 1

Saar-Nahe-Becken		nORG	Sprendlinger Horst		Wetterau		NO-Hessen		MDKS	
Formation Subformation	Anzahl	Anzahl	Formation	Anzahl	Formation	Anzahl	Bohrung	Anzahl	Bohrung	Anzahl
Nierstein										
Kreuznach	15	5			Bleichenbach	7	H1	3	BK1	15
Sponheim	2	2					H2	3		
Wadern	8	3	Untere Langen	6	Schöneck	4	H3	4		
Donnersberg	4	10					H4	4		
Thallichtenberg	9		Moret	0			H5	2		
Oberkirchen	6						H6	2		
Disibodenberg	4	1					H7	2		
Meisenheim		5								
Odernheim	1	5								
Jeckenbach	9	1								
Lauterecken	8	3								
Quirnbach	2									
Wahnwegen	1									
Altenglan	5									
Remigiusberg	1									
Σ	75	35		6		11		20		15

Tabelle A1.4: Petrophysikalische Matrixkennwerte von stratigraphischen Einheiten des Permokarbons, a) Aufschlussproben und b) Reservoirproben, Θ = Porosität, K = Permeabilität, λ = Wärmeleitfähigkeit, κ = Temperaturleitfähigkeit, Ble = Bleichenbach-Schichten (Wetterau), Sch = Schöneck-Schichten, La = Langen- Schichten (Sprendlinger Horst), Mo = Moret-Schichten, Ni = Nierstein-Formation (Saar-Nahe-Becken), Kr = Kreuznach-Formation, Sp = Sponheim Formation, Wa = Wadern-Formation, Do = Donnersberg Formation, Th = Thallichtenberg-Formation, Ob = Oberkirchen-Formation, Di = Disibodenberg-Formation, Me = Meisenheim-Formation, Od = Odernheim-Formation, Je = Jeckenbach-Formation, Lau = Lauterecken-Formation, Qb = Quirnbach-Formation, Wah = Wahnwegen-Formation, Alt = Altenglan-Formation, Rem = Remigiusberg-Formation, min = Minimum, Mn = median, std = Standardabweichung, Max = maximum, n = Probenanzahl

a	Θ [%]					K [m ²]					λ [w/(m·K)]					κ [E-6 m ² /s]				
	min	mn	std	max	n	min	mn	std	max	n	min	mn	std	max	n	min	mn	std	max	n
Ble	2,1	14,3	5,1	19,8	42	4,1E-18	1,2E-15	4,1E-14	1,7E-13	47	1,34	1,99	0,53	3,16	58	0,62	1,12	0,20	1,47	59
Sch	11,9	16,1	5,9	23,4	9	8,4E-16	2,6E-15	3,0E-14	8,3E-14	9	1,42	1,77	0,58	2,22	9	0,83	0,94	0,31	1,19	9
La	6,0	13,6	3,4	20,0	94	8,8E-18	1,7E-16	2,5E-15	1,1E-14	31	1,84	2,36	0,36	3,26	96	0,80	1,24	0,28	1,97	96
Mo	3,4	9,0	3,1	11,8	11	5,9E-18	4,7E-15	2,0E-14	6,0E-14	11	1,82	2,16	0,94	4,27	11	0,65	0,98	0,39	1,77	11
Ni	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0
Kr	7,3	16,3	3,5	23,8	106	5,5E-18	2,9E-15	2,8E-14	1,3E-13	73	1,48	2,04	0,25	2,74	132	0,60	1,17	0,14	1,54	134
Sp	6,0	10,0	3,6	18,1	13	7,0E-18	2,6E-17	2,7E-15	6,5E-15	8	1,33	2,15	0,39	2,50	13	0,70	1,24	0,25	1,45	13
Wa	1,0	15,3	6,8	22,1	50	1,0E-18	2,3E-15	2,1E-14	5,8E-14	50	1,40	2,59	0,53	5,03	50	0,91	1,76	0,36	2,77	50
Do	4,1	13,4	3,7	21,2	118	1,0E-18	4,0E-16	7,2E-15	5,2E-14	53	1,40	2,43	0,37	3,26	118	0,79	1,35	0,32	2,42	118
Th	12,8	19,1	2,5	22,3	77	1,7E-17	1,4E-15	6,2E-14	5,2E-13	75	1,68	2,19	0,32	3,06	75	1,06	1,41	0,21	1,87	79
Ob	6,9	16,1	3,5	20,9	47	5,2E-17	2,9E-15	8,0E-15	2,5E-14	47	1,87	2,47	0,38	3,06	46	1,12	1,60	0,24	2,19	47
Di	13,4	15,4	1,5	19,8	25	2,2E-16	5,3E-16	5,9E-16	3,2E-15	22	1,93	2,26	0,22	2,59	25	1,16	1,43	0,16	1,72	24
Me	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0
Od	11,7	15,7	3,4	19,5	10	1,9E-17	1,0E-15	4,0E-16	2,4E-16	11	1,59	1,92	0,24	2,25	9	0,90	1,13	0,15	1,31	9
Je	2,7	14,2	5,5	23,1	98	1,0E-18	3,5E-16	6,7E-15	5,3E-14	107	1,73	2,44	0,29	3,12	111	1,03	1,50	0,27	2,84	98
Lau	1,5	13,4	4,3	23,5	69	1,0E-18	3,6E-16	3,6E-15	1,4E-14	71	1,68	2,31	0,38	3,59	67	0,98	1,38	0,33	2,48	32
Qb	3,0	10,0	6,0	18,2	27	4,0E-18	1,3E-16	1,9E-15	5,4E-15	18	1,95	2,78	0,43	3,29	28	1,21	1,62	0,23	2,35	32
Wa	13,6	17,8	2,7	20,4	22	5,1E-16	7,7E-16	7,8E-15	2,3E-14	10	1,66	2,19	0,43	2,83	22	0,88	1,27	0,25	1,91	18
Alt	0,1	4,2	3,7	17,0	55	1,0E-18	1,0E-18	2,0E-16	1,1E-15	53	1,95	2,56	0,22	3,04	52	0,80	1,30	0,21	2,11	52
Re	12,1	16,4	2,3	18,2	7	5,3E-16	3,8E-15	2,0E-15	5,4E-15	6	1,99	2,15	0,11	2,34	7	1,30	1,38	0,09	1,57	7
b	Θ [%]					K [m ²]					λ [w/(m·K)]					κ [E-6 m ² /s]				
	min	mn	std	max	n	min	mn	std	max	n	min	mn	std	max	n	min	mn	std	max	n
Ni	6,7	7,2	0,7	7,7	2	3,8E-18	9,6E-18	8,2E-18	1,5E-17	2	2,54	2,63	0,13	2,78	3	1,57	1,65	0,07	1,69	3
Kr	5,6	14,0	4,3	17,5	11	9,6E-17	1,6E-15	2,2E-15	7,7E-15	11	2,16	2,45	0,36	3,28	14	1,32	1,59	0,17	1,90	13
Sp	2,3	7,6	5,3	12,7	4	3,7E-18	2,6E-17	4,0E-17	9,3E-17	4	2,05	2,17	0,15	2,35	5	1,15	1,33	0,22	1,70	5
Wa	7,1	8,5	1,2	9,3	3	3,1E-15	8,2E-15	4,9E-15	1,3E-14	3	1,68	2,04	0,31	2,23	3	0,92	1,29	0,32	1,49	3
Do	0,8	6,3	3,2	10,9	11	1,0E-18	1,6E-17	3,1E-15	1,0E-14	11	2,13	2,41	0,31	2,98	11	1,05	1,36	0,27	1,99	11
Th	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0
Ob	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0	-	-	-	-	0
Di	1,8	1,8		1,8	1	1,4E-18	1,4E-18		1,4E-18	1	2,88	2,88		2,88	1	1,44	1,44		1,44	1
Me	0,1	2,3	2,2	5,1	7	1,0E-18	1,0E-18	5,4E-16	1,4E-15	7	2,44	2,80	0,42	3,55	9	1,07	1,40	0,34	2,14	9
Od	0,2	2,0	1,2	3,3	7	1,0E-18	1,1E-17	1,2E-17	2,5E-17	7	2,27	2,52	0,26	2,89	7	0,98	1,20	0,20	1,48	7
Je	3,0	3,6	0,9	4,2	2	3,7E-18	3,7E-18		3,7E-18	1	3,1	3,1		3,1	1	1,6	1,6		1,6	1
Lau	0,4	2,8	3,1	6,2	3	1,0E-18	6,1E-18	2,4E-16	4,1E-16	3	2,86	2,92	0,05	2,96	3	1,30	1,58	0,25	1,79	3

Tabelle A1.5: Petrographische Zusammensetzung von stratigraphischen Einheiten des Permokarbons, a) Aufschlussproben b) Reservoirproben, Kg = Korngelalt, Qz = Quarz, Pl = Plagioklas, Ka = Kalifeldspat, Lt = Lithoklasten, Gl = Glimmer, Kt = Kalzit, Ma = Matrix, KM = Korn- und Matrixgehalt, Zg = Zementgehalt, Klz = Kalzitischer Zement, Dz = Dolomitischer Zement, Hz = Hämatitischer Zement, Iz = Illitischer Zement, Bz = Bitumenzement, Qzz = Quarzitischer Zement, Kz = Kaolinitischer Zement, θ = Intergranulare Porosität, n = Probenanzahl. Die Abkürzungen der stratigraphischen Einheiten sind in Tabelle A1.4 erläutert.

a	Kg	Qz	Pl	Ka	Lt	Gl	Kt	Ma	KM	Zg	Klz	Dz	Hz	Iz	Bz	Qz	Kz	θ	n
Ble	46,2	22,6	9,0	8,4	5,3	0,6	0,3	19,6	65,8	29,4	6,9	1,4	21,0	0,1	0,0	0,0	0,0	4,7	3
Sch	72,1	51,3	2,5	9,9	8,2	0,1	0,2	2,2	74,3	15,6	6,9	0,1	5,6	2,5	0,2	0,0	0,3	10,1	4
La	60,8	43,1	4,8	1,2	5,9	1,9	3,9	2,5	63,3	23,0	8,8	0	10,7	3,6	0,0	0,0	0,0	13,7	4
Mor	72,2	31,1	12,7	5,1	21,1	1,5	0,7	4,8	77,0	20,6	9,7	1,4	7,2	2,0	0,1	0,0	0,2	2,3	4
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Kr	60,7	36,1	5,2	4,1	15,1	0,2	0,1	8,0	68,7	18,1	3,9	0	13,2	0,8	0,0	0,2	0,0	13,2	15
Sp	70,4	12,4	1,2	2,9	53,7	0	0,3	4,2	74,6	19,1	3,8	0	15,2	0	0,0	0,1	0,0	6,3	2
Wa	71,8	37,2	1,4	3,7	26,8	0,6	2,2	5,2	77,0	13,3	1,2	0,1	3,4	3,5	0,0	0,2	5,0	9,7	8
Do	64,6	43,3	3,7	8,7	7,5	1,2	0,1	11,7	76,3	14,1	0,2	4,1	0,1	5,5	3,5	0,8	0,0	9,7	4
Th	61,0	38,0	2,7	7,3	9,0	3,5	0,4	8,7	69,7	20,4	3,6	0	3,5	4,6	6,9	1,1	0,8	9,9	9
Ob	70,9	43,9	3,7	15,8	6,1	1,2	0	3,7	74,6	16,1	4,0	0,4	0,4	2,7	5,0	0,5	3,1	9,3	6
Di	68,2	40,7	6,3	7,7	7,7	5,8	0	8,3	76,5	13,6	0,2	0	1,1	6,4	3,7	0,4	1,8	9,8	4
Me	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Od	61,2	26,5	6,2	9,3	11,4	7,2	0,4	12,3	73,5	20,9	13,	0	0,6	3,0	3,8	0,0	0,0	5,6	1
Je	64,7	34,3	9,9	6,7	9,4	4,1	0,2	11,4	76,1	19,1	2,8	0	3,3	8,1	4,0	0,8	0,0	4,9	9
Lau	60,4	31,7	7,3	6,1	10,8	4,4	0,1	15,2	75,6	18,0	4,2	0	2,3	6,8	4,1	0,7	0,0	6,4	8
Qb	71,2	37,1	12,2	5,9	8,9	5,5	1,7	6,0	77,2	19,0	10,	0	0,1	2,9	5,5	0,0	0,0	5,5	2
Wah	72,2	49,2	5,4	5,4	10,5	1,7	0	2,0	74,2	9,5	0,7	0	0	0	8,8	0,0	0,0	16,3	1
Alt	54,0	27,5	5,0	5,4	7,6	8,4	0	22,8	76,8	21,2	2,9	0	0,2	15,	2,5	0,1	0,0	1,6	3
Rem	68,6	41,4	4,9	5,6	13,9	2,8	0	1,6	70,2	11,2	0	0	0,5	3,3	7,4	0,0	0,0	18,6	1
b	Gr	Qt	Pl	Al	Lt	Mi	Ca	Ma	GM	Ce	Cc	Dc	Hc	Ic	Bc	Qc	Kc	θ	n
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Kr	66,9	49,4	4,4	2,1	10,6	0,3	0,0	2,4	69,3	10,7	0	0	4,0	3,9	0	2,8	0	20,0	5
Sp	36,8	24,1	6,0	2,5	2,2	0,8	1,3	24,9	61,7	35,2	6,9	0	11,9	15,	0	0,7	0	3,2	2
Wa	73,7	27,2	11,7	6,2	25,7	0,7	2,1	0,6	74,3	11,4	1,2	0	8,7	1,4	0	0,1	0	14,3	3
Do	76,3	25,4	17,0	6,6	21,3	2,7	3,4	2,0	78,3	20,1	5,4	2,2	2,6	5,5	1,9	2,4	0	1,6	10
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Ob	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
Di	79,5	26,5	21,9	4,1	14,6	2,7	9,7	1,1	80,6	18,9	2,4	1,4	0,8	13,	0,0	0,5	0	0,5	1
Me	63,6	35,0	8,0	5,4	7,3	1,2	6,7	6,1	69,7	29,8	0	3,9	16,8	8,6	0,3	0,3	0	0,4	5
Od	73,9	15,7	23,8	3,0	9,2	21,	1,0	3,8	77,7	22,2	7,6	0,3	3,4	5,1	2,2	3,7	0	0,1	5
Je	74,4	22,3	32,9	5,4	7,5	1,8	4,2	0,7	75,1	24,7	13,	1,6	7,8	0,5	0,9	0,2	0	0,2	1
Lau	81,2	32,9	16,1	3,2	17,1	3,6	8,2	1,5	82,7	17,4	1,9	2,4	0,4	10,	0,0	2,5	0	0	3

Tabelle A1.6: Minimal-, Mittel- und Maximalwerte sowie Standardabweichungen von nach stratigraphischen Einheiten gegliederten prozentualen Anteilen des Modalbestands von Aufschlussproben, Qz,1 = monokristalliner Quarz, Totalauslöschung, Qz, 2 = monokristalliner Quarz, Auslöschungswinkel > 5°, Qz, 3 = polykristalliner Quarz, Pl = Plagioklas, Ka = Kalifeldspat, Ls = sedimentäres Gesteinsfragment, Lt = toniges Gesteinsfragment, Lv = vulkanisches Gesteinsfragment, Lm = metamorphes Gesteinsfragment, Bi = Biotit, Mu = Muskovit

			Qz, 1	Qz, 2	Qz, 3	Pl	Ka	Ls	Lt	Lv	Lm	Bi	Mu	n
Wetterau	Bleichenbach	MIN	0,0	24,5	1,8	12,8	14,3	3,6	0,0		0,4	0,0	0,0	3
		MIT	0,9	40,5	8,1	19,8	18,2	9,1	1,0		1,1	0,1	1,2	
		STABW	1,6	14,0	10,2	6,2	3,3	8,0	0,9		1,0	0,2	1,3	
		MAX	2,7	50,9	19,8	24,6	20,3	18,3	1,8		2,2	0,4	2,6	
	Schöneck	MIN	1,9	44,7	12,9	1,3	15,2	4,8	0,0	0,0	0,6			4
		MIT	3,3	53,3	16,6	2,4	15,9	7,5	0,2	0,1	0,6			
		STABW	1,3	7,5	5,2	1,1	0,6	2,4	0,4	0,2	0,0			
		MAX	4,4	58,3	22,5	3,5	16,3	9,6	0,6	0,3	0,7			
Spremlinger Horst	Langen	MIN	0,0	23,5	37,2	0,0	1,3	2,1	0,0	0,0	0,4	0,0	0,8	4
		MIT	1,2	29,7	45,6	7,2	2,1	9,1	0,2	0,3	1,2	1,3	2,1	
		STABW	0,9	6,7	8,3	8,0	0,7	4,9	0,4	0,4	1,2	1,5	1,5	
		MAX	2,1	37,2	57,0	16,0	2,8	13,8	0,7	0,8	3,0	3,4	4,3	
	Moret	MIN	0,0	20,0	7,9	2,3	5,3	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	4
		MIT	1,2	25,8	16,1	17,9	7,2	19,4	9,8	0,2	0,4	1,0	1,1	
		STABW	1,6	4,2	6,2	17,9	1,5	14,7	17,2	0,3	0,9	1,0	0,9	
		MAX	3,6	29,6	22,2	39,3	8,5	37,0	35,5	0,7	1,7	2,1	2,3	
Saar-Nahe-Becken	Kreuznach	MIN	0,0	24,0	3,0	3,3	1,9	0,7	0,0	0,3	1,0	0,0	0,0	15
		MIT	4,7	37,4	17,5	8,5	6,5	10,5	2,4	4,0	8,0	0,2	0,1	
		STABW	4,2	5,7	9,4	3,1	3,1	11,1	1,9	2,5	4,6	0,2	0,2	
		MAX	14,7	45,7	30,3	13,5	13,6	36,5	6,9	10,0	15,6	0,7	0,8	
	Sponheim	MIN		5,5	5,5	0,0	3,7	19,1		0,3	16,7			2
		MIT		12,8	6,0	2,0	4,2	33,3		2,3	39,0			
		STABW		10,3	0,7	2,9	0,8	20,1		2,8	31,5			
		MAX		20,1	6,5	4,1	4,8	47,4		4,3	61,2			
	Wadern	MIN	0,0	4,0	1,3	0,0	0,6	4,8	0,0	0,0	0,0		0,0	8
		MIT	1,0	35,5	20,0	2,0	5,2	16,6	3,2	2,6	12,9		0,9	
		STABW	1,3	23,8	15,2	1,4	2,8	16,2	8,1	6,9	20,1		1,3	
		MAX	3,5	67,1	37,7	4,7	8,4	51,4	23,1	19,7	52,3		3,6	
	Donnersberg	MIN	0,0	34,6	3,5	1,0	7,4	3,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	4
		MIT	0,2	38,7	25,6	8,0	13,6	7,2	0,4	0,0	5,2	1,1	1,8	
		STABW	0,2	5,2	17,7	9,6	6,0	2,8	0,5	0,0	6,5	2,0	2,2	
		MAX	0,4	45,3	46,6	22,1	21,7	9,0	1,0	0,0	14,6	4,0	5,0	
	Thallichtenberg	MIN		36,3	2,8	1,8	5,7	3,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	9
		MIT		49,1	13,5	4,7	11,8	9,6	0,4	0,1	4,8	1,1	5,1	
		STABW		8,1	10,5	2,7	5,0	5,4	0,4	0,2	3,1	1,5	3,2	
		MAX		58,1	33,0	9,3	19,7	22,4	1,0	0,4	10,0	4,8	10,7	
	Oberkirchen	MIN	0,0	22,0	13,1	0,3	14,1	1,5	0,0	0,0	0,6	0,0	0,3	6
		MIT	1,1	37,5	23,7	5,0	22,2	6,4	0,2	0,2	2,0	0,2	1,5	
		STABW	1,9	9,6	8,5	4,4	4,8	3,9	0,3	0,3	1,3	0,3	1,4	

		MAX	5,0	49,2	35,3	11,1	27,8	11,5	0,6	0,6	3,8	0,7	4,2	
	Disbi- boden- berg	MIN	0,0	41,3	9,2	6,9	9,6	4,9	0,3		1,0	0,7	2,6	4
		MIT	0,2	44,6	15,0	9,1	11,4	7,5	1,1		2,9	2,3	6,1	
		STABW	0,2	2,9	5,4	2,5	2,6	1,7	1,0		2,3	1,5	2,9	
		MAX	0,3	47,7	20,5	12,5	15,2	8,9	2,6		5,9	4,3	9,5	
	Odernheim		0,7	34,1	8,9	10,3	15,2	5,0	1,3		12,6	5,0	7,0	1
	Jeckenbach	MIN	0,0	26,2	6,4	8,0	6,4	1,8	0,0		3,2	0,0	2,5	9
		MIT	4,7	34,6	13,6	16,1	10,2	6,2	3,1		5,0	1,6	4,8	
		STABW	3,4	8,8	5,3	7,7	3,6	3,0	2,6		1,5	1,0	2,7	
		MAX	10,9	50,5	26,1	32,3	16,3	10,1	7,0		7,7	3,0	11,8	
	Lauterecken	MIN	0,0	22,8	3,0	6,0	6,3	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	8
		MIT	2,7	38,6	10,7	12,9	10,4	8,0	1,8	0,3	6,8	2,5	5,3	
		STABW	3,4	10,7	7,4	6,1	2,8	5,7	1,7	0,6	4,0	2,7	2,5	
		MAX	7,8	50,8	23,8	24,1	15,5	20,5	4,3	1,6	14,4	8,2	10,0	
	Quirnbach	MIN	0,0	43,8	3,2	13,7	6,0	7,1	0,3		2,8	2,3	4,0	2
		MIT	0,2	45,0	8,1	17,6	8,5	7,2	0,5		4,9	2,4	5,5	
		STABW	0,2	1,7	7,0	5,5	3,5	0,2	0,3		3,0	0,1	2,2	
		MAX	0,4	46,2	13,0	21,6	11,0	7,4	0,7		7,0	2,5	7,1	
	Wahnw,		0,0	42,6	25,7	7,4	7,4	11,8	0,0	0,0	2,7	0,7	1,7	1
	Altenglan	MIN		41,5	2,9	6,7	6,2	1,2	0,3		6,8	5,8	5,1	3
		MIT		45,8	4,5	9,8	10,1	5,3	0,5		7,5	6,1	10,5	
		STABW		4,3	1,7	3,5	4,1	4,2	0,2		0,7	0,4	6,3	
		MAX		50,2	6,2	13,6	14,4	9,6	0,7		8,3	6,5	17,4	
	Remigiusb,		0,7	41,7	18,0	7,1	8,1	9,2	3,1	0,3	7,8	0,3	3,7	1

Tabelle A1.7: Minimal-, Mittel- und Maximalwerte sowie Standardabweichungen von nach stratigraphischen Einheiten gegliederten prozentualen Anteilen des Modalbestands von Reservoirproben, Qz,1 = monokristalliner Quarz, Totalauslöschung, Qz, 2 = monokristalliner Quarz, Auslöschungswinkel > 5°, Qz, 3 = polykristalliner Quarz, Pl = Plagioklas, Ka = Kalifeldspat, Ls = sedimentäres Gesteinsfragment, Lt = toniges Gesteinsfragment, Lv = vulkanisches Gesteinsfragment, Lm = metamorphes Gesteinsfragment, Bi = Biotit, Mu = Muskovit

		Qz,1	Qz,2	Q,3	Pl	Ka	Ls	Lt	Lv	Lm	Bi	Mu	n
Kreuznach	MIN	0,3	46,2	18,7	2,6	1,0	6,3	2,4	0,0	2,6	0,0	0,0	5
	MIT	3,5	50,8	19,6	6,6	3,2	8,7	3,0	0,2	3,9	0,1	0,4	
	STABW	1,8	4,4	0,6	3,2	1,7	2,2	0,7	0,5	0,9	0,1	0,6	
	MAX	4,7	55,6	20,4	11,5	5,5	12,2	3,9	1,2	4,7	0,3	1,4	
Sponheim	MIN	0,0	50,8	6,0	12,0	6,6	2,7	0,0	0,0	1,2	0,8	0,4	2
	MIT	0,6	56,2	9,2	18,0	6,9	2,8	0,2	0,8	2,8	1,2	1,3	
	STABW	0,8	7,6	4,5	8,5	0,5	0,0	0,3	1,2	2,2	0,6	1,3	
	MAX	1,2	61,6	12,4	24,0	7,2	2,8	0,4	1,6	4,4	1,6	2,2	
Wadern	MIN	0,0	13,1	15,2	14,7	4,0	16,8	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	3
	MIT	0,0	16,3	22,0	16,4	9,0	28,6	5,0	0,8	0,9	0,7	0,3	
	STABW	0,0	3,0	6,8	1,5	8,2	11,5	4,4	1,1	0,3	0,3	0,3	
	MAX	0,0	19,0	28,8	17,2	18,5	39,9	8,4	2,0	1,1	1,0	0,5	
Donnersberg	MIN	0,0	8,5	2,8	5,2	3,8	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10
	MIT	1,0	22,4	12,4	24,3	9,2	11,0	13,8	1,2	0,9	2,7	1,1	
	STABW	1,7	9,2	7,1	12,1	3,2	7,2	24,0	3,3	0,8	2,5	1,1	
	MAX	5,6	35,5	25,5	47,5	14,8	26,6	62,8	10,6	2,5	7,0	3,1	
Disibodenberg	MIT	0,0	20,5	17,4	31,4	5,8	15,1	5,4	0,0	0,4	2,3	1,6	1
Odernheim	MIN	0,0	0,3	0,0	17,8	1,6	7,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	5
	MIT	0,0	13,5	9,4	32,9	4,3	11,8	0,5	0,1	0,5	0,5	26,5	
	STABW	0,0	12,3	8,7	10,0	2,0	5,6	0,7	0,2	0,4	0,9	34,9	
	MAX	0,0	25,6	17,0	44,4	6,4	21,4	1,8	0,4	1,0	2,0	69,7	
Jeckenbach	MIT	0,3	22,1	9,4	47,0	7,7	9,1	0,0	0,3	1,3	1,3	1,3	1
Meisenheim	MIN	0,0	16,0	0,9	2,7	3,6	5,7	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	5
	MIT	0,0	26,2	30,0	15,2	8,7	11,8	0,1	0,1	2,8	4,2	1,0	
	STABW	0,0	6,7	24,5	19,9	3,0	8,7	0,2	0,2	1,6	8,6	2,0	
	MAX	0,0	34,4	55,3	49,1	10,8	26,8	0,4	0,4	4,7	19,6	4,5	
Lauterecken	MIN	0,0	23,0	17,2	20,9	3,1	4,1	1,3	0,0	0,7	1,3	1,6	3
	MIT	0,3	23,6	21,4	22,4	4,3	9,8	11,2	0,0	2,1	2,5	2,3	
	STABW	0,3	0,8	4,2	2,4	1,1	7,9	10,2	0,0	1,5	1,5	1,0	
	MAX	0,6	24,5	25,5	25,2	5,3	18,9	21,7	0,0	3,7	4,1	3,4	

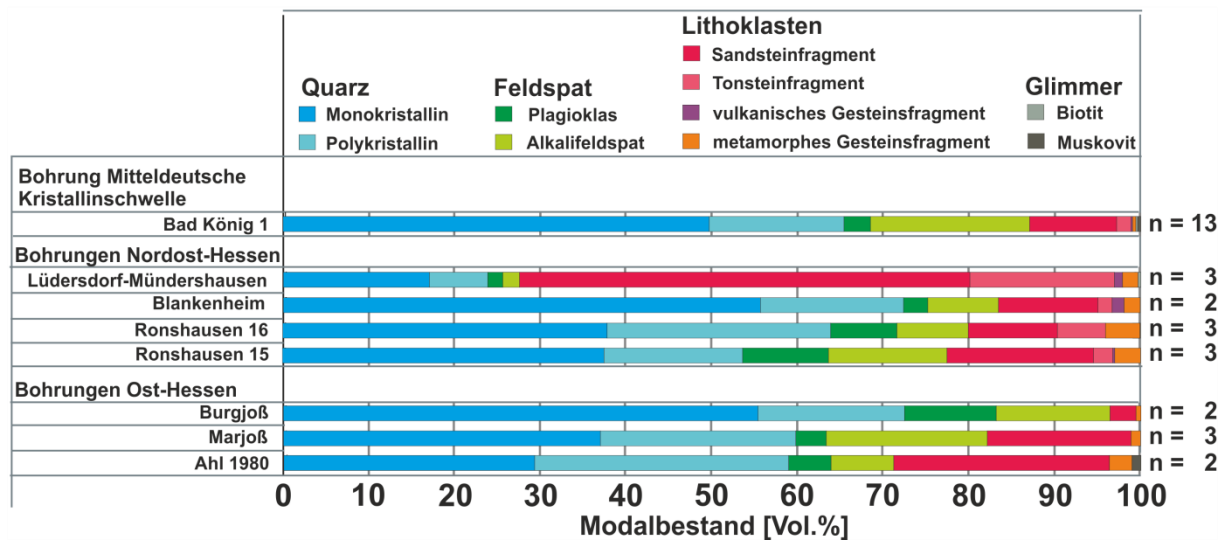


Abbildung A1.1: Gemittelte prozentuale Zusammensetzung des Modalbestands von beprobten Bohrkernen von in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, Nordost-Hessen und Ost-Hessen liegenden Bohrungen

A2: Gebirgsdurchlässigkeiten

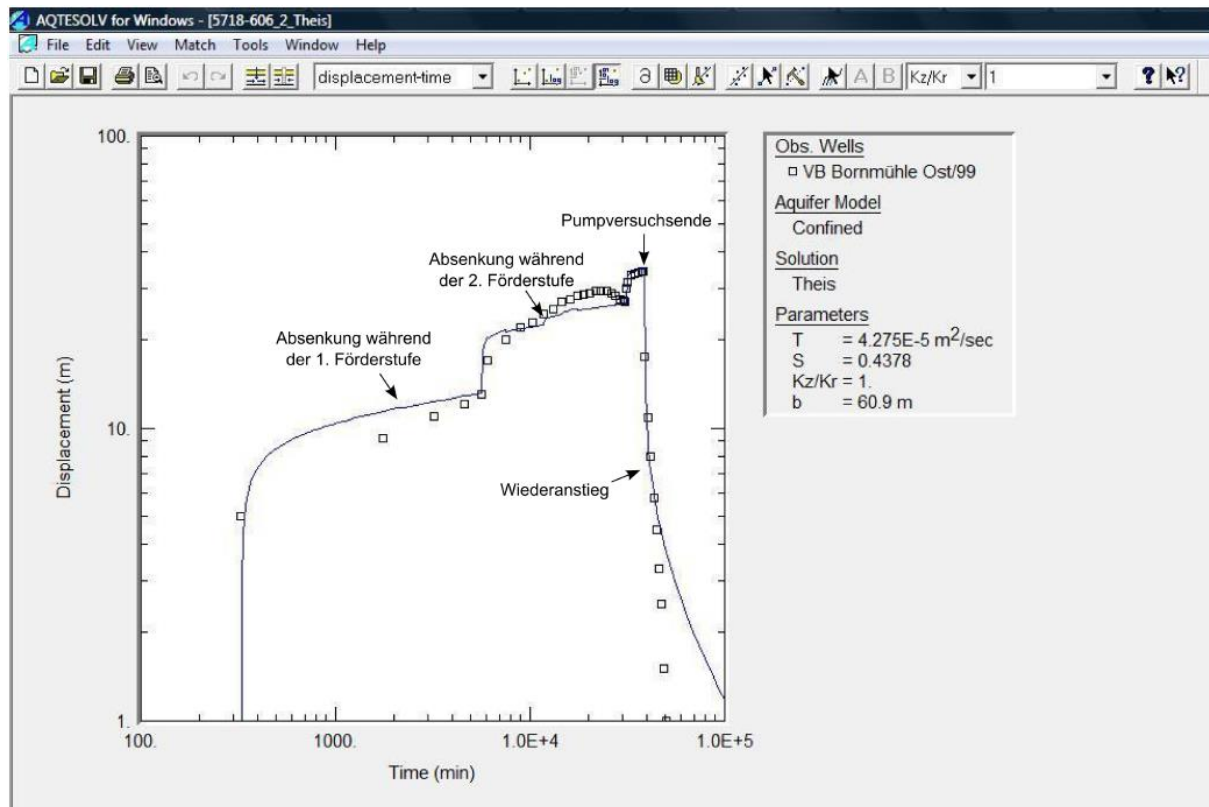


Abbildung A2.1: AQTESOLV-Auswertung eines Pumpversuchs mit dem Verfahren nach Theis (1935), in Klaeske (2012)

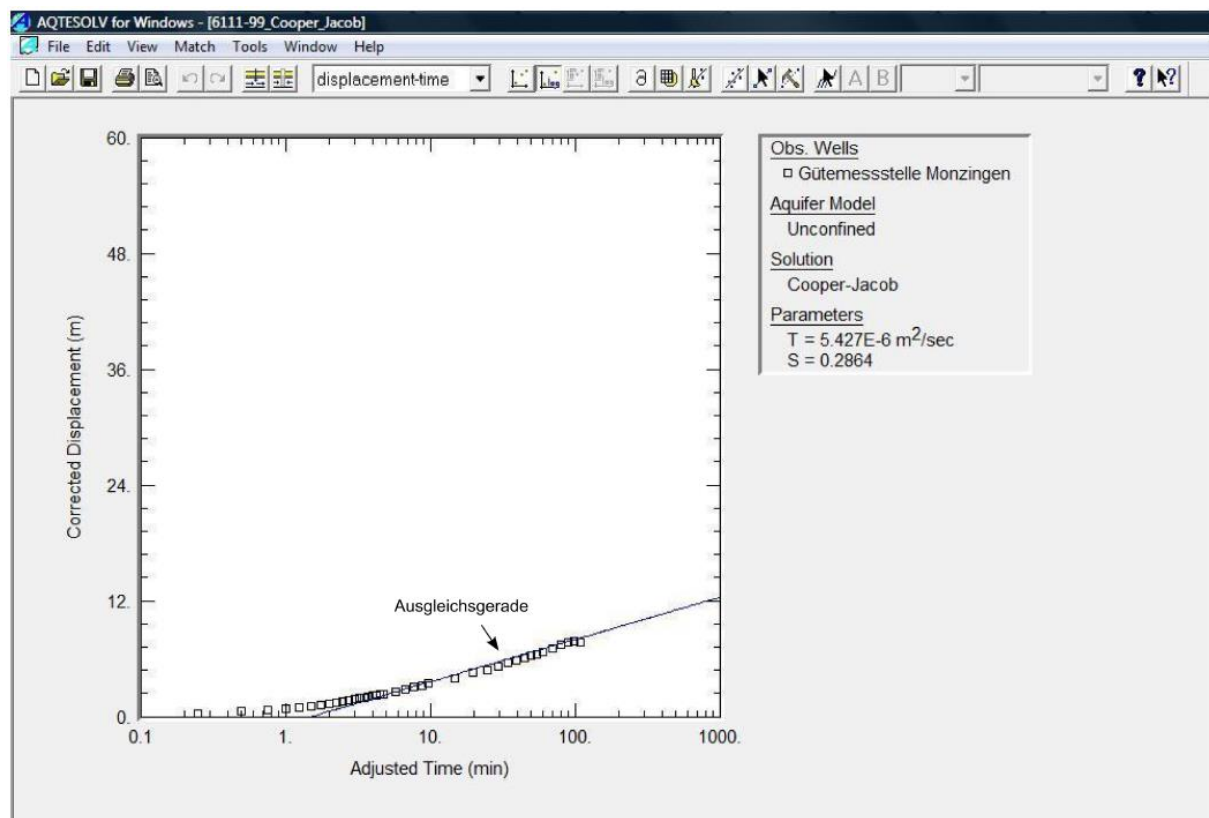


Abbildung A2.2: AQTESOLV-Auswertung eines Pumpversuchs mit dem Verfahren nach Cooper-Jacob (1946), in Klaeske (2012)

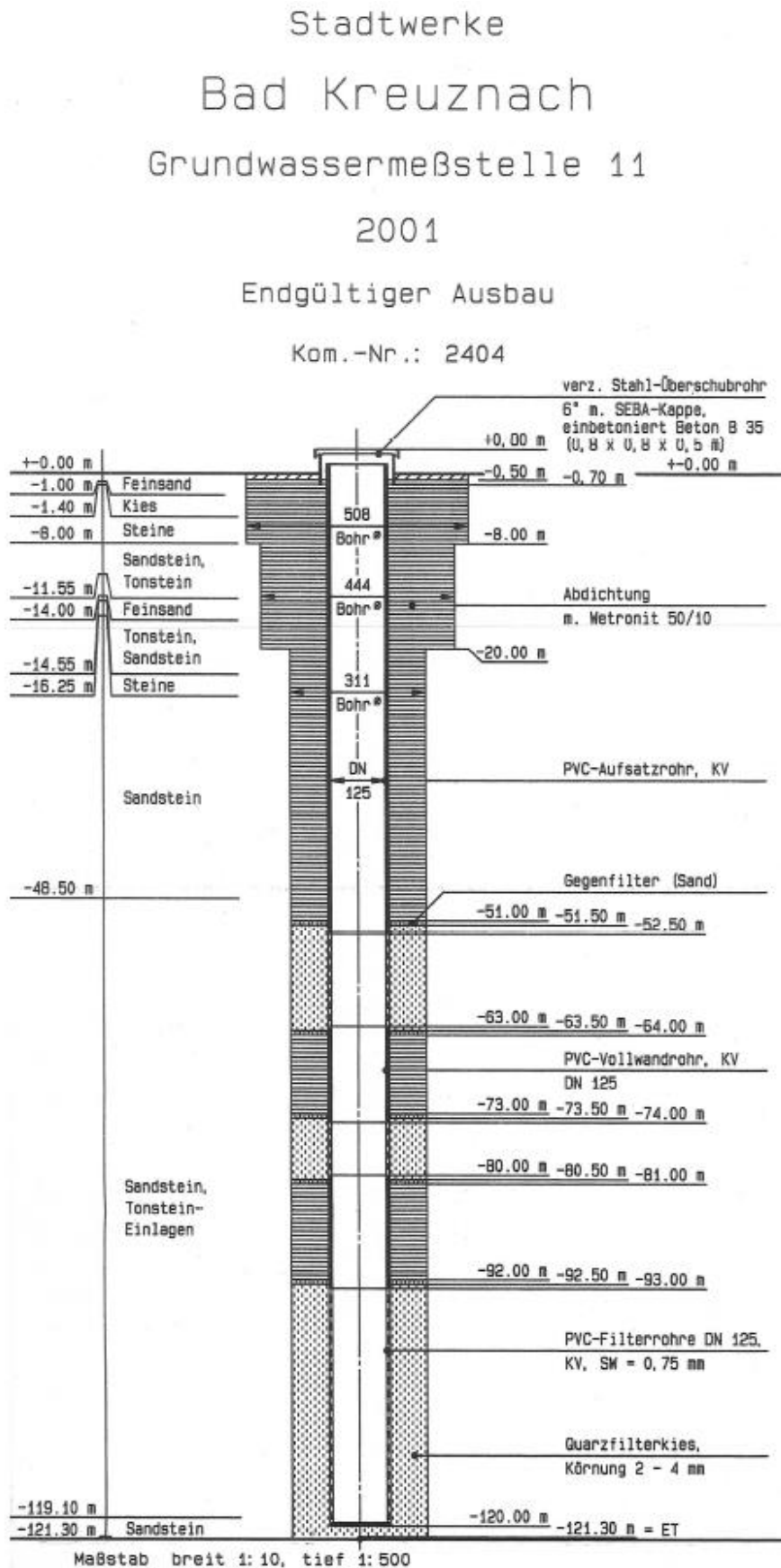


Abbildung A2.3: Ausbauplan der Grundwassermeßstelle 11 (H, Anger's Söhne Bohr- und Brunnenbaugesellschaft mbH, in Klaeske (2012))

Tabelle A2.1: Daten zum Ausbau und der Lithologie der Grundwassermessstelle 11

Bohrlochradius (m)	0,156
Endtiefe (m u. GOK)	120
Filteroberkante (m u. GOK)	52,5; 74; 93
Filterunterkante (m u. GOK)	63; 80; 120
Filterstrecke (m)	43,5
Lithologie des Aquifers	Sandstein mit Tonsteinlagen

Tabelle A2.2: Daten zum Stufentest der Grundwassermessstelle 11

Grundwasserspiegel (m u. GOK)	40,63
Aqufermächtigkeit (m)	79,37
Förderrate (l/s)	0,7; 1; 1,25
Absenkung (m)	0,09; 0,17; 0,25

Tabelle A2.3: Hydraulische Kennwerte des Stufentests, differenziert nach Berechnungsmethode

Berechnungsmethode	$T \text{ (m}^2/\text{s)}$	$S \text{ (-)}$	$k_f \text{ (m/s)}$
Theis (Aqtesolv)	9.30E-04	9021	1.17E-05
Cooper-Jacob (Aqtesolv)	7.64E-04	6942	9.62E-06
Mönch (Aqtesolv)	1.09E-03	14668	1.37E-05
orientierende Methode	4.91E-03	-	6.18E-05

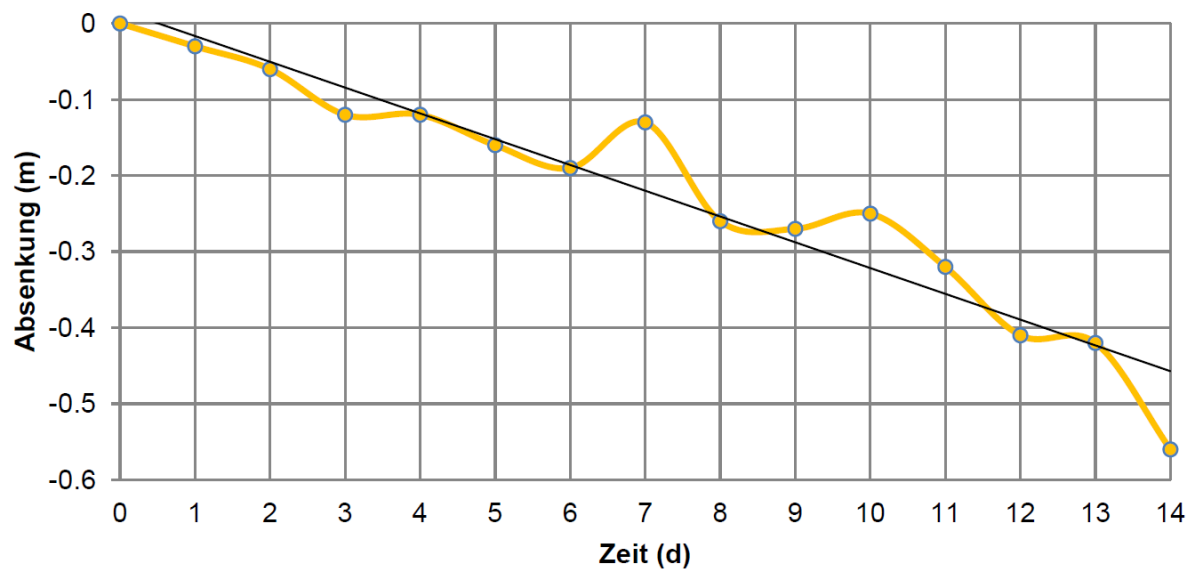


Abbildung 122: Die natürliche Grundwasserabsenkung für den Zeitraum von 14 Tagen vor dem Beginn des Pumpversuchs in der Grundwasserstelle 11

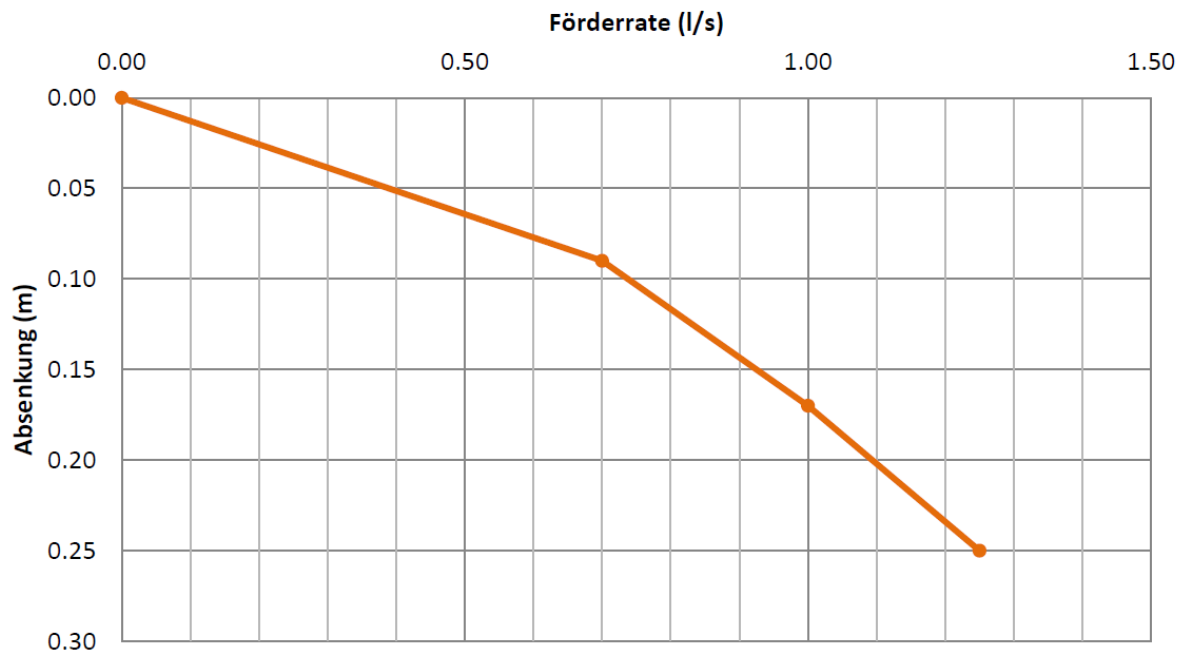


Abbildung 123: Verhältnis von Förderate zu Absenkung als Indikator für die Art des Grundwasserleiters

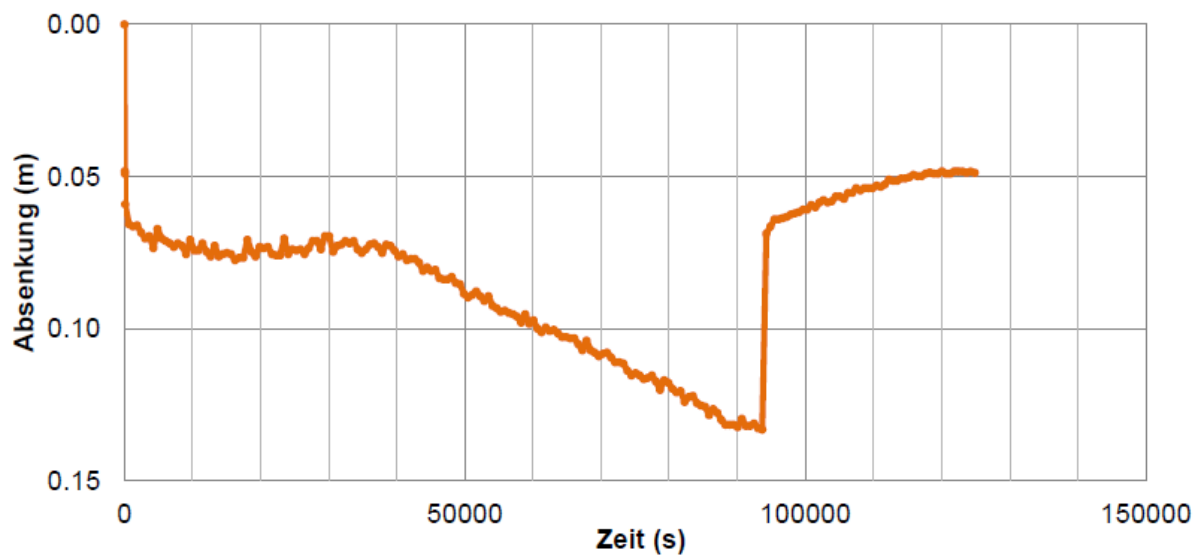


Abbildung A2.4: Pumpversuchsdiagramm des zweiten Pumpversuchs in der Grundwassermessstelle 11

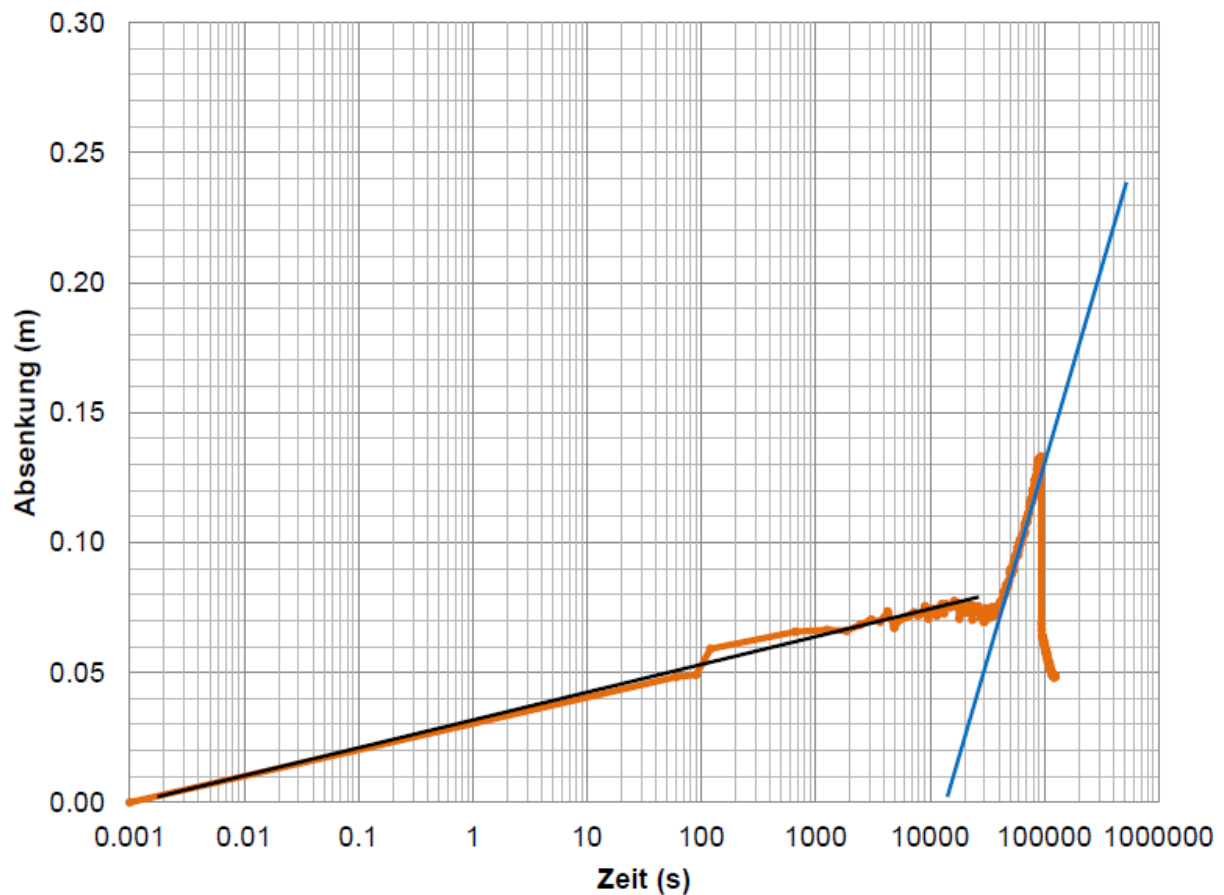


Abbildung A2.5: Auswertung des Aquifertests mit dem Geradlinienverfahren nach Cooper-Jacob (1946) (schwarze Linie: 1, Kurvenabschnitt, blaue Linie: 2, Kurvenabschnitt)

Tabelle A2.4: Auswertung des Aquifertests mit verschiedenen Berechnungsmethoden

Berechnungsverfahren		$T \text{ (m}^2/\text{s)}$	$S \text{ (-)}$	$k_f \text{ (m/s)}$
Theis	1. Kurvenabschnitt	1,58E-2	4	2,02E-4
Cooper-Jacob		1,40E-2	0,4	1,79E-4
Moench		1,11E-2	4	1,42E-4
orientierende Methode		1,67E-2	-	2,13E-4
Theis	2. Kurvenabschnitt	1,97E-3	1541	2,51E-5
Cooper-Jacob		1,40E-3	1828	1,79E-5
Moench		3,24E-3	650	4,13E-5
orientierende Methode		9,41E-3	-	1,20E-4
Theis	Wiederanstieg	1,43E-2	-	1,83E-4

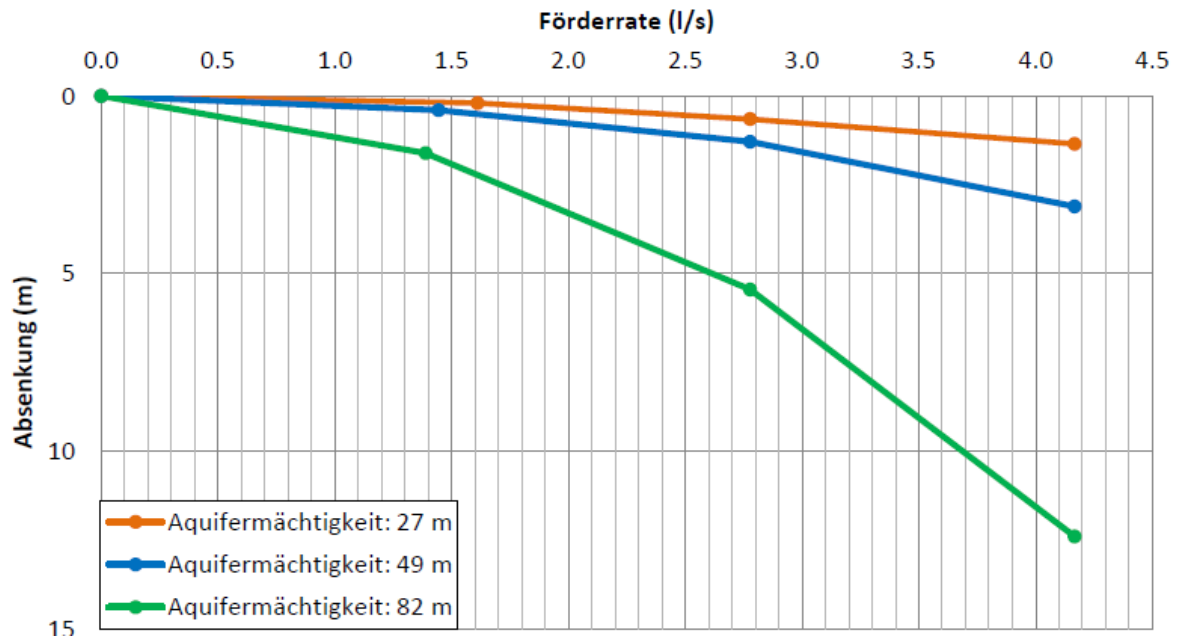


Abbildung A2.6: Darstellung des Verhältnisses von Förderrate zu Absenkung für die während des Bohrfortschritts durchgeführten Pumpversuche

Tabelle A2.5: Auswertung der während des Bohrfortschritts durchgeführten Pumpversuche mit verschiedenen Berechnungsmethoden

Berechnungsmethode	M (m)	T (m ² /s)	S (-)	k _f (m/s)
Theis (Aqtesolv)	27	2.56E-03	0.94	2.34E-05
Cooper-Jacob (Aqtesolv)		9.20E-04	214	3.40E-05
Mönch (Aqtesolv)		8.69E-04	195	3.22E-05
orientierende Methode		3.15E-03	-	1.17E-04
Theis (Aqtesolv)	49	1.17E-03	0.19	2.00E-05
Cooper-Jacob (Aqtesolv)		4.74E-04	93	5.77E-06
Mönch (Aqtesolv)		1.46E-03	0.27	2.97E-05
orientierende Methode		1.39E-03	-	2.83E-05
Theis (Aqtesolv)	82	4.65E-04	0.01	5.67E-06
Cooper-Jacob (Aqtesolv)		8.65E-05	24	1.05E-06
Mönch (Aqtesolv)		3.40E-04	6.46E-03	4.15E-06
orientierende Methode		3.64E-04	-	4.44E-06

Tabelle A2.6: Ergebnisse der Wasserprobenanalyse

	Pumpversuch 1				Pumpversuch 2	
	Probe 1	Probe 2	Probe 3	Probe 4	Probe 5	Probe 6
pH	7.05	7.12	7.13	7.19	7.18	7.18
T (°C)	11.70	11.80	12.20	11.20	12.00	11.80
Leitfähigkeit (µS/cm)	1000	1008	1009	1011	1007	1010
Kationen (mg/l)						
Na⁺	33.10	30.60	30.19	29.87	32.05	29.77
K⁺	8.97	6.20	6.97	6.86	6.74	6.54
Ca²⁺	111.97	116.26	119.14	120.87	127.01	127.96
Mg²⁺	42.05	44.18	45.27	45.67	47.95	48.28
Kationen (meq%)						
Na⁺	13.41	12.16	11.74	11.51	11.75	10.93
K⁺	2.14	1.45	1.59	1.55	1.45	1.41
Ca²⁺	52.06	53.01	53.15	53.42	53.42	53.94
Mg²⁺	32.23	33.21	33.30	33.28	33.24	33.54
Anionen (mg/l)						
Cl⁻	47.51	50.00	57.60	49.48	72.55	68.92
NO₃⁻	49.72	53.84	54.09	53.75	70.07	70.83
HCO₃⁻	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO₄²⁻	95.32	96.31	98.02	96.52	130.76	129.51
Anionen (meq%)						
Cl⁻	32.13	32.43	35.02	32.28	34.59	33.57
NO₃⁻	19.22	19.96	18.80	20.05	19.11	19.73
HCO₃⁻	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO₄²⁻	47.57	46.10	43.98	46.47	46.03	46.57

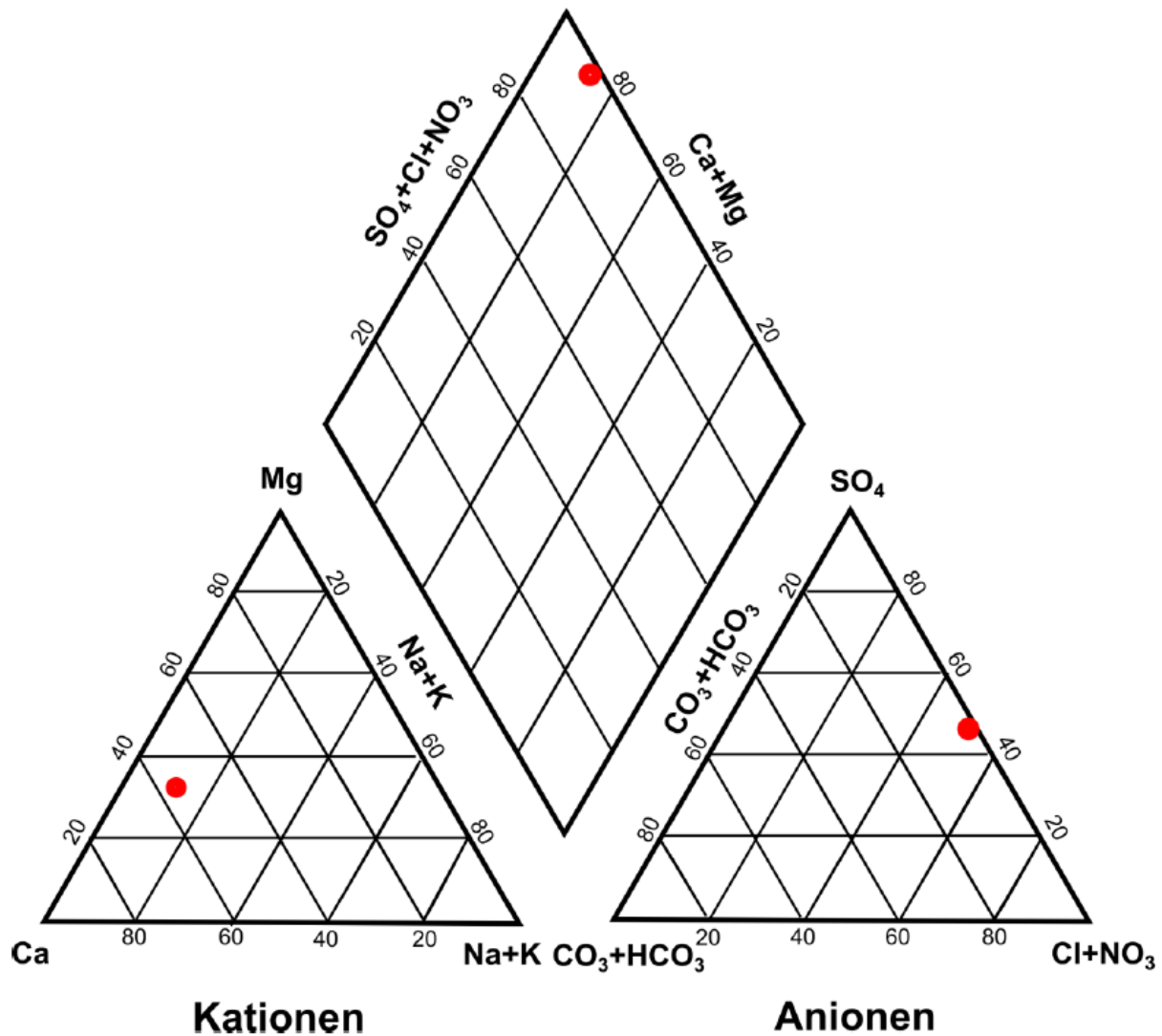


Abbildung A2.7: Ergebnisse der Wasserprobenanalyse nach Piper (1953)

Tabelle A2.8: Angaben zum Ausbau, zur Lithologie der Aquifere sowie zu Pumpversuchsdaten der Grundwassermessstellen 1, 2 und 3

	GWM 1	GWM 2	GWM 3
Grundwasserspiegel (m u. GOK)	31.10	30.35	29.96
Endtiefe (m u. GOK)	61.00	50.00	50.50
Filteroberkante (m u. GOK)	30.20	27.20	20.30
Filterunterkante (m u. GOK)	60.20	49.20	50.30
Aquifermächtigkeit (m)	23.90	19.65	20.54
Lithologie des Aquifers	Sandstein (fein- und mittelkörnig)	Sandstein (fein- und grobkörnig, mit Siltsteinlagen)	Sandstein (fein- und grobkörnig, mit Siltsteinlagen)
Förderrate (l/s)	0.65	0.80	0.28
Absenkung (m)	0.45	0.37	2.06

Tabelle A2.9: Mit verschiedenen Berechnungsverfahren berechnete Transmissivitäten, Speicherkoeffizienten und Durchlässigkeitsbeiwerte der GWM 1, 2 und 3

Grundwasser-messstelle	Berechnungsverfahren	T (m ² /s)	S (-)	k _f (m/s)
GWM 1	Theis	1.83E-03	0.003	7,78E-05
	Cooper-Jacob	1.12E-03	0.45	4,76E-05
	Mönch	1.50E-03	4.35E-05	6.27E-05
	orientierende Methode	1.48E-03	-	6,19E-05
GWM 2	Theis	2.29E-03	0,02	1,15E-04
	Cooper-Jacob	5.98E-03	8.94E-17	2.99E-04
	Mönch	2.32E-03	6.68E-05	1.16E-04
	orientierende Methode	2.22E-03	-	1,11E-04
GWM 3	Theis	8.90E-04	1.00E-10	4.33E-05
	Cooper-Jacob	7.40E-04	1.25E-09	3.60E-05
	Mönch	7.89E-04	1.00E-10	3.84E-05
	orientierende Methode	3.90E-04	-	1,90E-05

Tabelle A2.10: Von aus Pumpversuchsdaten von im Saar-Nahe-Becken liegenden Bohrungen ausgewertete Gebirgsdurchlässigkeiten gegliedert nach stratigraphischen Einheiten

Formation	K (Median) (m ²)	K (Minimum) (m ²)	K (Maximum) (m ²)
?Nierstein	-	-	-
Kreuznach	8.07E-12	1.87E-14	1.45E-11
Sponheim	2.01E-13	2.82E-14	4.35E-12
Wadern	1.58E-13	7.77E-15	3.80E-12
Donnersberg	1.25E-13	3.07E-14	3.66E-13
Thallichtenberg	5.49E-14	6.76E-14	2.53E-13
Oberkirchen	7.04E-13	4.15E-13	1.37E-12
Disibodenberg	5.88E-13	-	-
Meisenheim	2.60E-13	5.85E-14	8.24E-13
Lauterecken	9.46E-14	5.85E-14	1.41E-13
Quirnbach	1.42E-12	4.06E-13	4.99E-12
Wahnwegen	-	-	-
Altenglan	-	-	-
Remigiusberg	-	-	-

A3:Laserscanning**Tabelle A3.1: Kluftdichte und Kluftabstand für die vier Hauptkluftorientierungen (Streichrichtung) NE-SW, NW-SE, N-S und W-E auf Basis der Anzahl in Split-FX generierter Patches abhängig von Scan und Region**

			Anzahl der Patches [-]			
Scan	Region	Länge	NE-SW	NW-SE	N-S	W-E
1	1	1,21	0	2	1	0
	2	1,34	1	1	1	1
	3	1,71	2	0	1	2
	4	1,94	0	2	1	1
	5	2,05	1	3	1	1
	6	2,89	2	1	1	1
	7	3,20	3	2	1	1
	8	3,38	2	3	0	0
	9	2,47	3	3	0	1
	10	3,03	1	3	1	0
	11	4,46	2	2	1	0
	12	3,18	3	3	0	0
2	1	5,09	0	1	2	0
	2	2,51	1	1	0	0
	3	2,88	1	0	1	1
	4	3,15	1	0	2	2
	5	2,17	1	1	1	0
	6	1,65	1	0	1	1
	7	1,03	1	0	1	0
	8	2,77	2	0	1	2
	9	1,38	0	0	0	1
	10	0,65	0	1	0	1
	11	1,62	1	0	2	1
	12	1,48	1	0	1	0

	13	2,46		1	1	1
	14	1,69	0	2	0	0
	15	2,22	0	2	0	0
	16	1,18	0	1	0	1
	17	3,18	0	1	1	1
	18	5,21	0	0	0	1
3	1	6,87	1	2	0	0
	2	4,12	0	1	0	1
	3	11,83	0	1	0	0
	4	1,67	0	1	0	0
	5	6,24	0	1	0	0
	6	3,05	0	1	0	2
	7	4,45	0	1	0	0
	8	3,96	1	0	0	1
	9	3,21	2	0	0	0
4	1	4,64	0	1	0	1
	2	3,49	1	1	0	1
	3	3,14	1	1	1	0
	4	2,24	2	1	0	0
	5	2,34	3	0	3	1
	6	1,62	2	0	1	0
	7	3,07	2	0	1	1
	8	1,02	0	0	1	0
	9	1,56	0	1	0	0
	10	2,67	1	1	0	1
	11	9,64	1	1	1	0
Summe		154,06	48	51	31	30
Kluftdichte [m⁻¹]			0,31	0,33	0,20	0,19
Kluftabstand [m]			3,21	3,02	4,97	5,14

Tabelle A3.2: Kluftlänge, gemessen an den generierten Patches in Split-FX abhängig von der Streichrichtung der Kluft

Kluftlänge [m]			
NE-SW	NW-SE	N-S	W-E
0,04	0,77	0,21	0,23
0,09	0,51	0,21	0,25
0,09	0,52	0,22	0,30
0,13	0,26	0,23	0,31
0,13	0,73	0,23	0,32
0,14	0,30	0,29	0,32
0,18	0,18	0,30	0,35
0,18	0,69	0,33	0,37
0,19	0,39	0,35	0,38
0,21	0,48	0,35	0,41
0,21	0,29	0,39	0,42
0,21	0,49	0,39	0,44
0,24	0,33	0,41	0,46
0,25	2,35	0,42	0,47
0,26	1,65	0,43	0,49
0,26	1,33	0,44	0,51
0,28	2,05	0,49	0,53
0,28	0,34	0,49	0,69
0,28	1,17	0,49	0,79
0,29	0,42	0,54	1,13
0,30	1,30	0,54	1,36
0,30	1,39	0,55	1,73
0,31	0,57	0,57	1,06
0,32	0,48	0,57	3,04
0,34	0,70	0,58	1,20

0,36	0,53	0,58	0,62
0,36	0,70	0,61	0,78
0,36	0,53	0,62	3,55
0,36	0,47	0,63	2,46
0,38	0,76	0,66	0,78
0,39	0,21	0,66	3,48
0,40	0,31	0,66	3,13
0,42	0,58	0,67	0,70
0,43	0,30	0,67	3,12
0,43	1,27	0,68	3,07
0,44	0,35	0,74	0,24
0,45	0,35	0,75	0,24
0,45	0,35	0,76	0,47
0,45	0,24	0,78	0,23
0,47	0,14	0,87	0,15
0,48	1,79	0,88	0,52
0,50	0,26	0,90	0,48
0,51	0,34	0,91	0,41
0,51	0,34	0,91	0,42
0,52	0,35	0,92	0,16
0,52	0,40	0,93	0,26
0,53	0,42	0,93	0,44
0,53	0,43	0,94	0,44
0,53	0,59	0,96	0,15
0,53	0,65	0,96	0,17
0,55	0,72	0,97	0,20
0,55	0,74	0,99	0,19
0,56	0,76	0,99	0,39
0,56	0,79	1,00	0,15
0,58	0,85	1,03	0,27

0,59	0,91	1,08	0,28
0,61	0,97	1,10	0,31
0,61	0,97	1,17	1,30
0,62	1,09	1,17	0,75
0,62	1,14	1,18	1,44
0,64	1,18	1,18	2,57
0,65	1,29	1,21	3,17
0,66	1,32	1,30	2,71
0,66	1,36	1,31	1,15
0,68	1,37	1,34	2,02
0,69	1,52	1,36	1,77
0,69	2,17	1,41	2,48
0,70	2,26	1,45	1,44
0,71	0,28	1,48	0,05
0,71	0,37	1,49	0,06
0,71	0,78	1,49	0,46
0,73	1,50	1,49	2,37
0,75	0,85	1,51	0,81
0,75	1,22	1,69	0,31
0,76	2,28	1,89	0,33
0,78	0,48	2,11	0,35
0,80	0,30	2,49	0,36
0,81	0,22	2,85	0,39
0,81	0,36	3,88	0,42
0,83	0,47	0,04	0,46
0,84	0,89	0,72	0,78
0,85	4,52	1,38	0,98
0,87	4,63	0,45	1,18
0,87	1,51	0,45	1,91
0,88	1,20	0,37	2,01

0,88	1,47	1,51	1,53
0,91	0,46	1,51	0,40
0,92	0,46	1,48	1,04
0,94	0,61	1,60	0,96
0,95	1,73	1,95	2,09
0,96	2,13	1,54	0,29
0,97	1,62	1,67	0,14
0,98	1,35	0,47	0,20
0,99	0,66	0,67	0,08
1,03	0,66	0,55	0,10
1,05		0,53	
1,05		1,32	
1,05		0,73	
1,07		0,95	
1,09		0,85	
1,12		0,53	
1,13		0,57	
1,13		2,53	
1,13		1,94	
1,15		1,88	
1,15		1,71	
1,16			
1,16			
1,17			
1,18			
1,18			
1,24			
1,28			
1,34			
1,36			

1,40			
1,44			
1,47			
1,51			
1,53			
1,54			
1,81			
2,53			
2,65			
2,73			
3,15			
0,66			
0,79			
0,62			
1,11			
0,43			
0,55			
0,55			

Tabelle A3.3: Statistische Parameter zur Skalierung der Kluftlängen sowie Ermittlung der Klassenintervalle nach Sturges (1926)

Kluftanzahl	133,00	95,00	106,00	95,00
Maximale Kluftlänge [m]	3,15	4,63	3,88	3,55
Minimale Kluftlänge [m]	0,04	0,14	0,04	0,05
Potengesetz gültig ab (x_{\min} [m]):	0,38	0,59	0,49	0,46
Klassenanzahl (nach Sturges)	8,05	7,57	7,72	7,57
Klassenabstand	0,39	0,61	0,50	0,47
Klassenabstand -3%	0,40	0,63	0,52	0,48
Klassenabstand +3%	0,35	0,6	0,5	0,45
Klassenintervalle	0,4	0,6	0,5	0,45
	0,8	1,2	1	0,9
	1,2	1,8	1,5	1,35
	1,6	2,4	2	1,8
	2	3	2,5	2,25
	2,4	3,6	3	2,7
	2,8	4,2	3,5	3,15
	3,2	4,8	4	3,6

Tabelle A3.4: Ergebnisse der Scanline des Segmentes 1 und 2

Segment 1			Segment 2		
Einfalls- richtung	Einfalls- winkel	Messpunkt auf der Scanline [m]	Einfalss- richtung	Einfalls- Winkel	Messpunkt auf der Scanline [m]
230,357	72,42	1,15	89,17	242,499	13,6
134,352	55,25	1,59	83,47	302,007	13,5
90,2822	84,91	3	56,99	109,937	13,2
173,289	74,17	3,3	84,96	32,8749	13,1
105,335	80,82	3,85	68,63	20,3012	12,7
233,13	83,75	4,35	81,38	28,4128	12,6
133,286	83,78	4,75	77,06	192,67	12,58
192,838	86,77	5,05	85,80	215,723	12,1
124,483	80,94	5,45	83,39	136,156	11,9
64,1955	74,36	5,65	68,01	253,198	11,4
305,496	73,00	5,85	82,34	145,901	11,05
129,264	86,68	6,38	82,67	30,4669	10,65
133,987	86,82	6,59	85,45	118,333	10,3
81,09	88,65	7	80,44	84,6267	9,4
131,762	87,07	7,25	88,66	4,88318	9,35
45,91	77,74	7,9	84,79	80,8541	8,3
134,462	81,63	8	87,64	31,9509	7,6
331,404	88,44	8,3	88,09	213,071	7,2
96,6387	78,27	9,3	84,51	147,707	5,5
158,414	89,49	9,65	78,85	77,6307	4,2
106,092	87,02	10,35	86,53	195,044	2,6
96,8278	82,01	10,75	88,09	296,925	2,2
0,68167	79,81	11,4	87,37	28,872	1,3

152,481	79,99	12,35	83,20	329,754	0,7
Kluftdichte [m⁻¹]		1,94332	87,42	72,1618	0
Kluftabstand [m]		0,514583	Kluftdichte [m⁻¹]		1,838235
			Kluftabstand [m]		0,544

Tabelle A3.5: Ergebnisse der Scanline des Segmentes 3

Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Messpunkt auf der Scanline [m]
82,58	29,94	1,7
81,55	253,42	1,8
80,87	191,73	2,1
81,16	306,84	3,2
81,69	25,50	3,6
86,66	339,12	4,1
71,99	192,66	4,15
67,90	214,74	4,2
65,54	165,99	4,5
80,38	336,14	5,4
72,18	250,47	5,95
77,20	171,86	6
81,44	350,38	6,85
77,11	150,21	7,45
86,54	261,06	9,2
85,03	308,06	9,6
83,44	64,88	10,4
83,57	159,74	10,55
86,03	280,13	12,15
87,23	3,72	12,45
61,87	149,36	12,8
78,00	206,79	13,2

70,60	144,03	14
73,66	259,57	15,6
Kluftdichte [m^{-1}]		1,54
Kluftabstand [m]		0,65

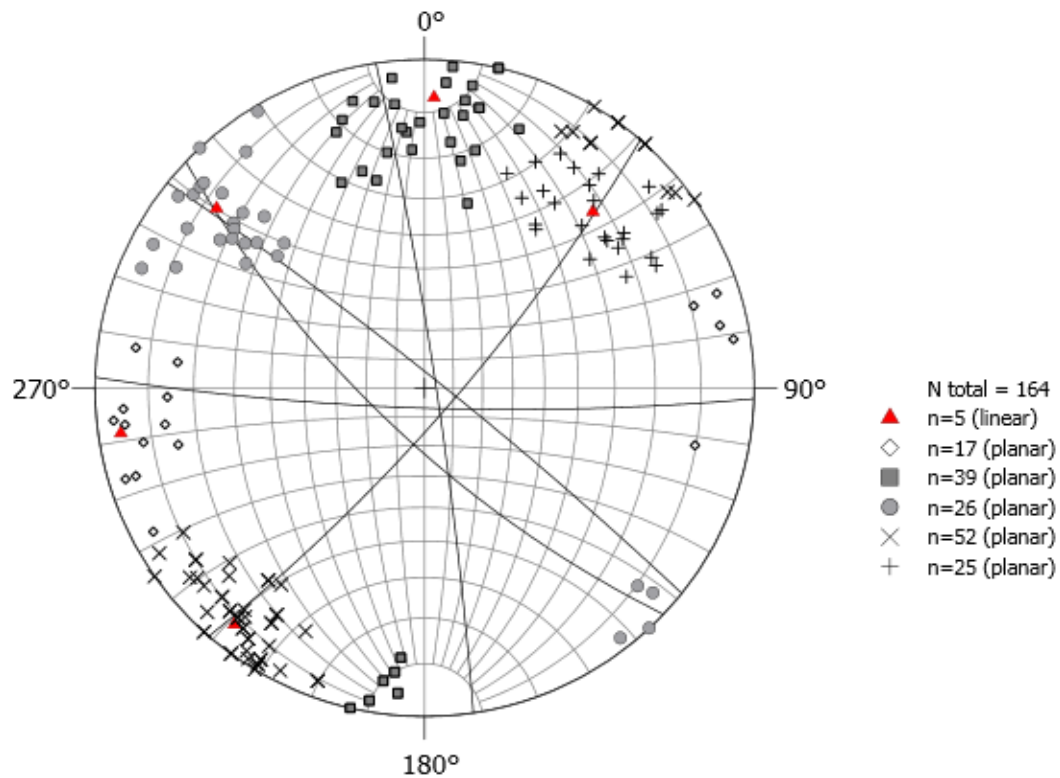


Abbildung A3.1: Stereoplot Teilpersistente Klüfte der nördlichen Aufschlussflanke erstellt in Stereo32

Tabelle A3.6: Kluftdichte der Segmente 1, 2 und 3 bei einer Gesamtlänge von 41,55 m in Abhängigkeit von der Streichrichtung

	Anzahl	Kluftdichte [m^{-1}]	Kluftabstand [m]
NE-SW	16	0,39	2,60
NE-flach	14	0,34	2,97
NW-SE	15	0,36	2,77
N-S	17	0,41	2,44
E-W	11	0,26	3,78

Tabelle A3.7: Orientierungen persistenter Klüfte der südlichen Aufschlusswand

	Einfallsrichtung	Einfallswinkel
Kluft 1	359,75	79,70
	30,66	87,82
	8,26	77,73
	2,31	74,37
	16,93	83,77
Kluft 2	27,67	82,24
	41,92	80,20
	18,18	64,68
	22,53	74,77
	19,06	85,82
Kluft 3	7,73	73,50
	17,30	90,00
	11,34	75,82
	23,49	84,53
	42,24	78,62
Kluft 4	39,46	67,96
	43,15	77,40
	307,60	85,88
	45,00	74,00
	43,00	77,00
	41,00	77,00
Kluft 5	317,80	88,69
	311,34	88,31
	312,04	78,86
	313,92	79,77
	319,32	85,37

Tabelle A3.8: Persistente Klüfte der nördlichen Aufschlusswand

	Einfallswinkel	Einfallsrichtung
Kluft 6	241,935	74,8515
	246,655	76,2043
	230,912	68,2493
	230,421	74,1718
	229,36	74,0422
	233,881	75,3722
Kluft 7	32,6743	89,4393
	39,1665	72,2547
	41,7545	78,8838
	40,3237	88,2961
	212,752	90
	35,1858	82,3058
Kluft 8	55,1825	87,6628
	64,0661	88,9108
	30,3914	89,0689
	30,2494	88,6703
	27,6937	87,539
	38,6728	88,2749
	206,284	88,9172
Kluft 9	87,2632	29,7928
	87,2535	35,4027
	79,1161	209,883
	79,3798	209,559
	80,6254	198,971
	78,6833	216,193
Kluft 10	85,3728	31,3369
	86,0467	208,73

	79,8019	29,9465
	88,9533	26,9915
	78,2592	214,418
	84,8711	36,7772
	84,6305	36,8984
Kluft 11	84,1148	0,100587
	88,01	357,588
	88,8122	177,627
	78,3573	177,923
	83,6221	180,107
	81,753	179,237
Kluft 12	80,7847	92,1087
	83,3288	88,2712
	82,6517	86,0058
	83,6437	76,3459
	72,3901	86,3666
	71,3737	103,899
	81,8055	94,4728
Kluft 13	79,0122	35,038
	87,9724	213,978
	88,695	147,896
	89,1645	148,04
Kluft 14	82,1437	26,6275
	72,6174	23,5979
	72,7953	28,0347
	85,0403	39,7174
	82,687	33,3449
Kluft 15	233,366	80,8296
	254,394	76,9136
	284,087	72,407

	247,024	74,8734
	292,038	68,5773
Kluft 16	349,516	69,6919
	334,255	72,3094
Kluft 17	234,311	73,6864
	230,173	75,8285
	223,457	71,8751

Tabelle A3.9: Im Aufschluss gemessene Öffnungsweiten in Abhängigkeit von der Streichrichtung; oberer Bereich minimaler Aparturbereich für die DFN-Modellierung, unterer Bereich maximaler Aparturbereich für die DFN-Modellierung

Scan	Einfallsrichtung	Einfallswinkel	Streichrichtung	Meter auf der Scanline	Apertur [mm]	
3	73,7	259,6	NW-SE	15,6	0,5	
1	83,5	302,0	N-S	13,5	0,5	
1	57,0	109,9	NW-SE	13,2	0,5	
1	45,9	77,7	NW-SE	7,9	0,5	
1	64,2	74,4	NW-SE	5,65	0,5	
3	65,5	166,0	NW-SE	4,5	0,5	
2	68,0	253,2	NW-SE	11,4	0,5	
3	70,6	144,0	NW-SE	14	0,5	
2	82,4	145,9	N-S	11,05	0,5	
3	83,4	64,9	N-S	10,4	0,5	
3	83,6	159,7	N-S	10,55	0,5	
3	86,7	339,1	N-S	4,1	0,5	
2	88,1	213,1	N-S	7,2	0,5	
1	90,3	84,9	N-S	3	0,5	
1	134,4	55,2	NE-SW	1,59	0,5	
1	0,7	79,8	W-E	11,4	1	
3	72,0	192,7	NW-SE	4,15	1	
3	72,2	250,5	NW-SE	5,95	1	

3	77,1	150,2	NW-SE	7,45	1	
2	78,9	77,6	NW-SE	4,2	1	
3	80,4	336,1	N-S	5,4	1	
2	80,4	84,6	N-S	9,4	1	
3	81,2	306,8	N-S	3,2	1	
3	81,7	25,5	N-S	3,6	1	
2	83,4	136,2	N-S	11,9	1	
2	84,5	147,7	N-S	5,5	1	
3	86,0	280,1	N-S	12,15	1	
3	87,2	3,7	N-S	12,45	1	
2	88,7	4,9	N-S	9,35	1	
1	96,6	78,3	N-S	9,3	1	
1	105,3	80,8	N-S	3,85	1	
1	173,3	74,2	NE-SW	3,3	1	
1	230,4	72,4	NW-SE	1,15	1	
1	305,5	73,0	NW-SE	5,85	1	
1	331,4	88,4	NW-SE	8,3	1	Mittelwert: 0,76
1	77,1	192,7	NW-SE	12,58	2	
2	82,7	30,5	N-S	10,65	2	
2	87,4	72,2	N-S	0	2	
2	87,6	32,0	N-S	7,6	2	
1	96,8	82,0	N-S	10,75	2	
1	129,3	86,7	NE-SW	6,38	2	
1	192,8	86,8	NE-SW	5,05	2	
1	68,6	20,3	NW-SE	12,7	2	
3	67,9	214,7	NW-SE	4,2	2,5	
3	77,2	171,9	NW-SE	6	3	
3	86,5	261,1	N-S	9,2	3	
2	88,1	296,9	N-S	2,2	3	
1	89,2	242,5	N-S	13,6	3	

3	61,9	149,4	NW-SE	12,8	3	
1	134,5	81,6	NE-SW	8	4	
3	80,9	191,7	N-S	2,1	4	
3	81,4	350,4	N-S	6,85	5	
2	87,4	28,9	N-S	1,3	5	
1	124,5	80,9	NE-SW	5,45	5	
1	131,8	87,1	NE-SW	7,25	5	
1	81,4	28,4	N-S	12,6	5	
2	83,2	329,8	N-S	0,7	7	
3	85,0	308,1	N-S	9,6	7	
1	152,5	80,0	NE-SW	12,35	7	
3	81,5	253,4	N-S	1,8	8	
1	85,8	215,7	N-S	12,1	8	
1	106,1	87,0	N-S	10,35	9	
1	133,3	83,8	NE-SW	4,75	10	
1	134,0	86,8	NE-SW	6,59	10	
3	78,0	206,8	NW-SE	13,2	10	
1	81,1	88,6	N-S	7	11	
2	84,8	80,9	N-S	8,3	15	
1	158,4	89,5	NE-SW	9,65	15	
3	82,6	29,9	N-S	1,7	15	
2	86,5	195,0	N-S	2,6	23	
1	233,1	83,8	NW-SE	4,35	25	
2	85,5	118,3	N-S	10,3	50	
1	85,0	32,9	N-S	13,1	110	Mittelwert: 10,69
					Gesamt	Mittelwert: 5,95

Tabelle A3.10: Vergleich der mittleren Orientierung zwischen Kompassmessungen und Scanpunktdaten

	Einfallsrichtung (Polpunkt)			Einfallswinkel (Polpunkt)		
	Kompass	Scan		Kompass	Scan	
NE-SW	125,9	133	7,1	2,9	15,21	12,31
		151,8			40,92	
		138,5			6,73	
NW-SE	40,6	39,2	1,4	9,68	8,93	0,75
	58,93	31,7	27,23	20,87	35,77	14,9
NNE-SSW	87,1	96,66	9,56	12,67	2,01	10,66
		117,5			52	
ENE-WSW	173,2	173,3	0,1	9,68	0,97	8,71

A3.11: Eingabeparamter für die DFN-Modellierung

Set	Streich- richtung	Orientierung			Intensität	Skalierungsparameter			Aspect t Ratio
		Einfalls- richtung	Einfalls- winkel	Fischer K [-]	P32 [m ² /m ³]	Exponent	MIN (DFN)	MAX	
1	N-S	269,01	86	22,41	0,4	-1,93	0,5	3,88	0,5
2	NW- flach	297,2	39,81	20,93	0,08	-1,64	0,04	3,15	0,5
3	NW-SE	141	77,28	13,62	0,66	-2	0,6	4,63	0,5
4	NE-SW	31	86,93	13,16	0,62	-1,73	0,04	2,74	0,5
5	W-E	3,2	86,89	48,08	0,38	1,147	0,05	3,55	0,5

Tabelle A3.12: Minimale und Maximale modellierte Aperturen sowie Anzahl der generierten diskreten Flächen

Set	Streichrichtung	Minimale Apertur [mm]	Maximale Apertur [m]	Anzahl diskreter Flächen
1	N-S	0,79	13,59	69898
2	NW-flach	0,70	6,79	65465
3	NW-SE	0,70	6,79	80414
4	NE-SW	0,0,75	6,67	965060
5	W-E	1	10,19	152891

Tabelle A3.13: Ausgabeparameter der DFN-Modellierung im maximalen Aperturbereich

Generierte Eigenschaften	Minimalwert	Maximalwert
Frac_Session1_Porosity	0,0136988	0,0528548
Frac_Session1_Permability	129301	636099
Frac_Session1_Perm_KXX	49383,2	431846
Frac_Session1_Perm_KYY	67772,5	418145
Frac_Session1_Perm_KZZ	125031	617814
Frac_Session1_Perm_KXY	11956,2	212522
Frac_Session1_Perm_KXZ	-98301,1	30175,5
Frac_Session1_Perm_KYZ	-28586,6	111846
Frac_Session1_Anisotropy	1,82261	7,47571
Frac_Session1_Perm_KB_Max	123667	635081
Frac_Session1_Perm_KB_Min	35595,9	181671
Frac_Session1_2D_Anisotropy	1,70974	7,22846
Frac_Session1_Sigma	0,64	277,76
Frac_Session1_Block_Size	0,015501	15,625
Frac_Session1_P32	1,56591	5,821

Total Fracture Area	407506 m ²
Total Fracture Volume	3636,54 m ³
Total Model Volume	125000 m ³

Average Fracture Porosity	0,0290923
Average Aperture	0,00892388 m
Average DFN P3:	3,26005 m ⁻¹
Run Time	92,431 s

Tabelle A3.14: Ausgabeparameter der DFN-Modellierung im minimalen Aperturbereich

Generierte Eigenschaften	Minimalwert	Maximalwert
Frac_Session1_Porosity	0,00119798	0,00435372
Frac_Session1_Permability	60,7996	286,704
Frac_Session1_Perm_KXX	37,204	225,405
Frac_Session1_Perm_KYY	22,8573	118,823
Frac_Session1_Perm_KZZ	60,3572	270,632
Frac_Session1_Perm_KXY	-91,9403	-11,2737
Frac_Session1_Perm_KXZ	-13,3696	25,3452
Frac_Session1_Perm_KYZ	-33,2252	11,5289
Frac_Session1_Anisotropy	2,03398	11,8302
Frac_Session1_Perm_KB_Max	60,6357	273,994
Frac_Session1_Perm_KB_Min	11,135	74,5089
Frac_Session1_2D_Anisotropy	1,63685	11,5984
Frac_Session1_Sigma	0,64	277,76
Frac_Session1_Block_Size	0,015501	15,625
Frac_Session1_P32	1,56591	5,821

Total Fracture Area	407506 m ²
Total Fracture Volume	301,991 m ³
Total Model Volume	125000 m ³
Average Fracture Porosity	0,00241593
Average Aperture	0,000741071 m
Average DFN P32	3,26005 m ⁻¹
Run Time	92,43 s

Lebenslauf

Name	Achim Aretz
Geburtsdatum	13. März 1984
Geburtsort	Göttingen
Nationalität	deutsch

AUSBILDUNG

3.2011 – 3.2015	Wissenschaftlicher Mitarbeiter, Technische Universität Darmstadt, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Fachgebiet Angewandte Geothermie
10.2004 – 6. 2010	Studium der Geowissenschaften
6.2010	Erlangung des Abschlusses Master of Science, Universität Münster
7.2007 - 2. 2008	Auslandsstudium begünstigt durch ein Erasmus-Stipendiat an der Lettischen Universität Riga
7.2007	Erlangung des Abschlusses Bachelor of Science, Universität Münster
8.1994 – 5.2003	Weiterführende Schulausbildung am Carl-Humann-Gymnasium in Essen mit Abschluss Abitur

RELEVANTE VORIGE ARBEITSERFAHRUNG

10.2008 – 12.2009	Wissenschaftliche Hilfskraft, Institut für Mineralogie, Universität Münster
2. – 3. 2008	Praktikant, E.ON Ruhrgas E&P GmbH, Essen
3. 2007	Praktikant, E.ON Ruhrgas E&P GmbH, Essen